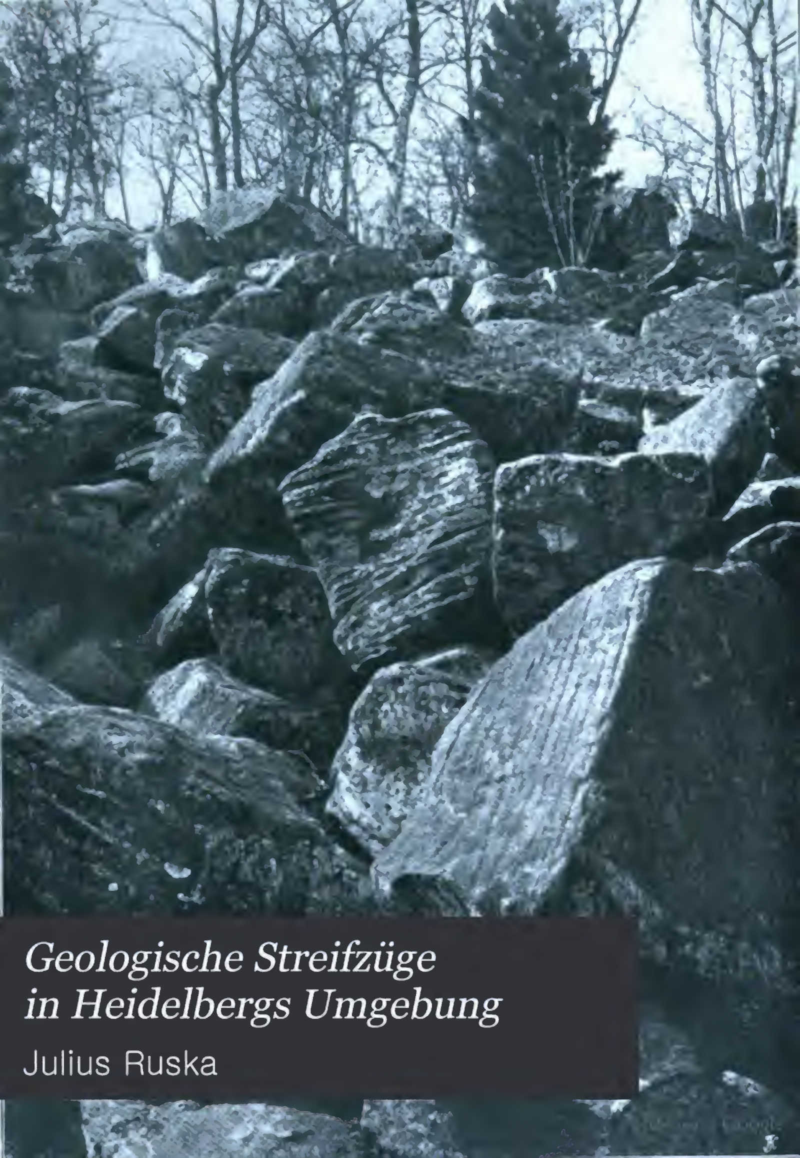
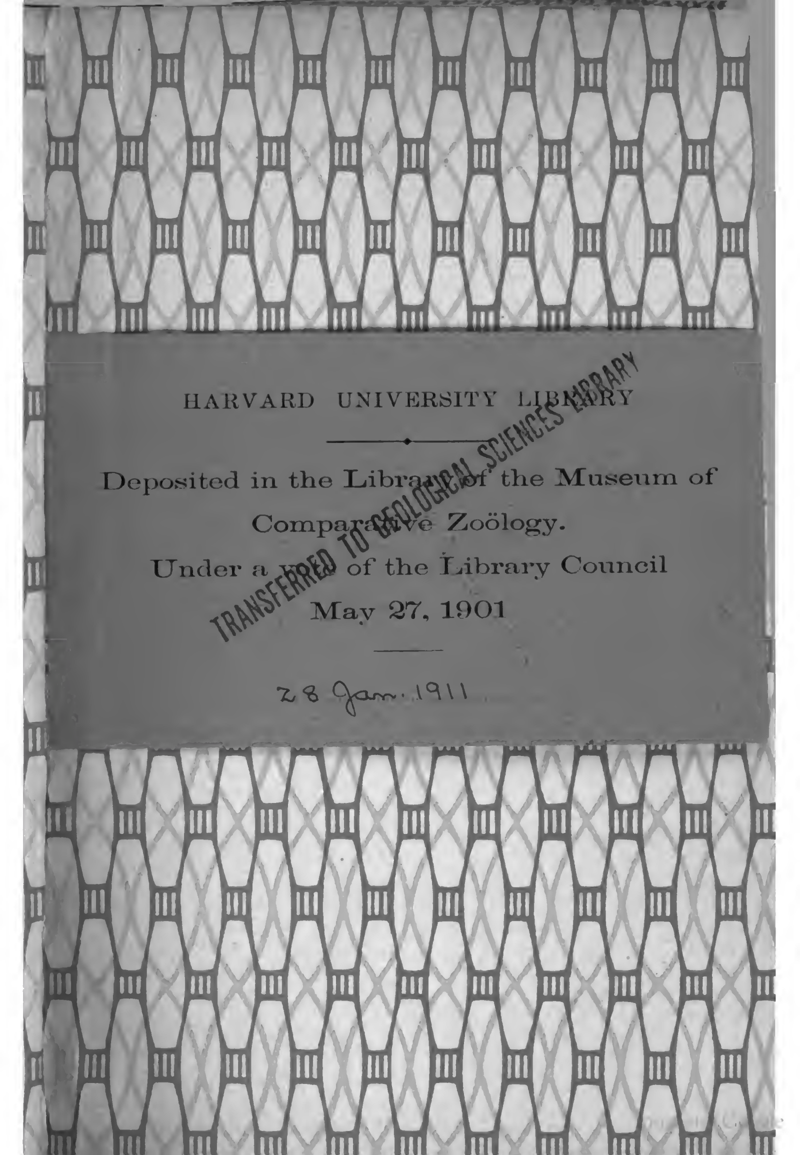
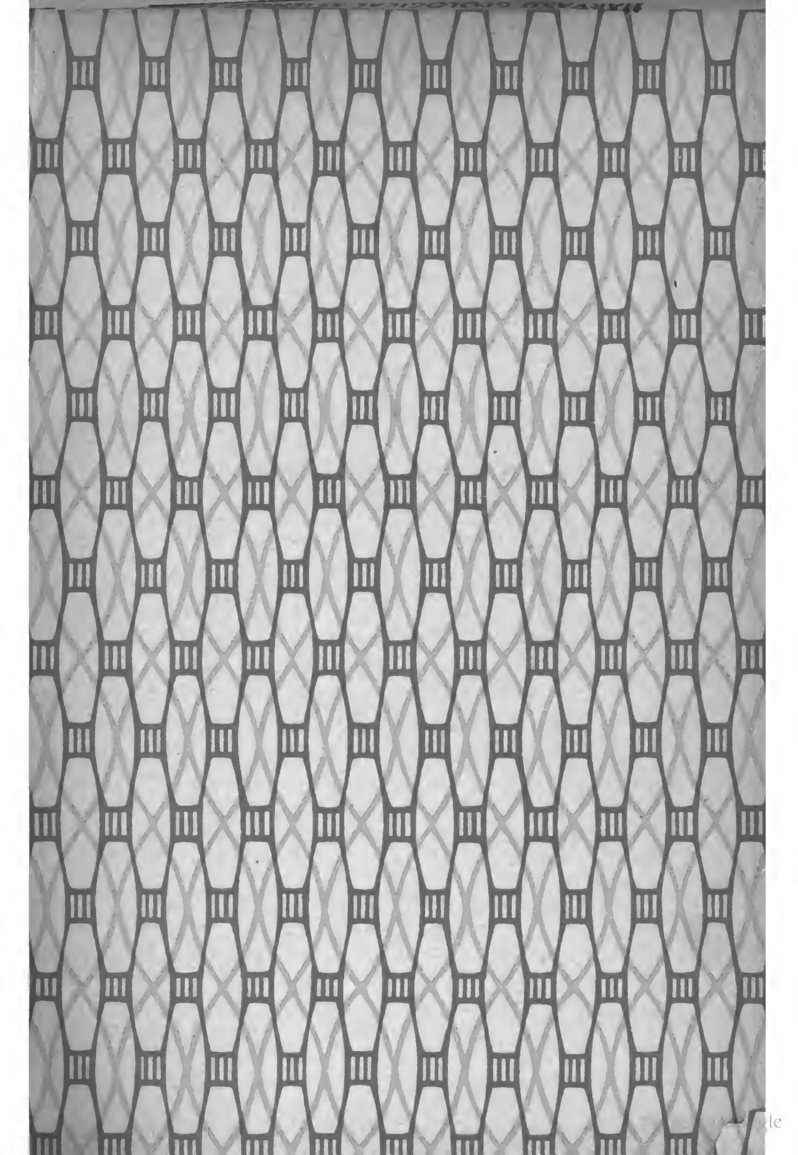


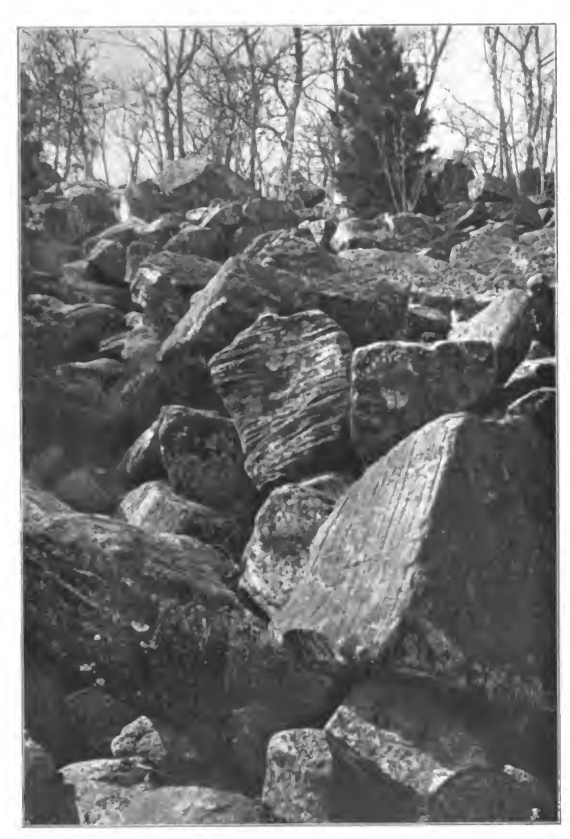
Geologische Streifzüge in Heidelbergs Umgebung

Julius Ruska




Transferred to
CABOT SCIENCE LIBRARY
June 2005





Das Felsenmeer bei Heidelberg.

Geologische Streifzüge
in Heidelbergs Umgebung

Eine Einführung in die Hauptfragen der Geologie auf Grund der Bildungsgeschichte des oberrheinischen Gebirgssystems

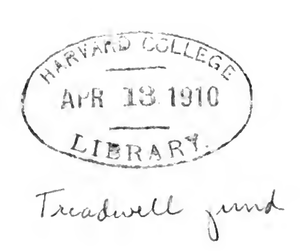
von

Dr. Julius Ruska

Mit zahlreichen Originalbildern, Karten und Profilen



1908
Verlag von Erwin Nägele in Leipzig



Graphisches Institut Julius Klinkhardt, Leipzig.

Vorwort.

Dieses Buch möchte sich allen Naturfreunden nützlich erweisen, die von ihren Wanderungen in die Berge neben dem Genuß, den die in buntem Wechsel vorüberziehenden Landschaftsbilder dem Auge gewähren, auch einen Einblick in die Vorgänge zu gewinnen wünschen, durch welche die landschaftliche Szenerie unserer Heimat geschaffen wurde.

Wie das Bild einer Stadt erst durch mitfühlendes Versenken in ihre Vergangenheit lebendig wird, so erschließt sich auch die Landschaft in ihrer ganzen Schönheit und Eigenart nur dem, der mit kundigem Blick ihr Werden zu deuten weiß. Aber während geschichtliche Kenntnisse und Interesse für die Kunst in den weitesten Kreisen verbreitet sind, fehlt es infolge der Vernachlässigung der Naturwissenschaften auf den Schulen meist an den elementarsten Voraussetzungen zum Verständnis geologischer Erscheinungen. Und oft erlahmt auch das Interesse derer, die sich aus Büchern geologisches Wissen angeeignet haben, an den Schwierigkeiten, die beim Gebrauch der geologischen Spezialkarten im Gelände und beim Studium der für den Fachmann geschriebenen Erläuterungen zu überwinden sind.

Aus dieser Sachlage ergibt sich Aufbau und Methode des vorliegenden Führers von selbst. Er will in erster Linie zum Beobachten anleiten, denn eine einzige wirkliche Exkursion, und wäre es auch nur in die nächste Kiesgrube, ist für das Verständnis geologischer Vorgänge fruchtbarer als Bücherstudium ohne eigene Anschauung. Indem also die aus planmäßig ausgewählten und genau beschriebenen Exkursionen zu gewinnende Anschauung in den Mittelpunkt gerückt wird, ist es möglich, ohne Voraussetzung mineralogischer oder geologischer Kenntnisse die wichtigsten Begriffe der Geologie an konkreten Beispielen zu

entwickeln und die Schilderung der erdgeschichtlichen Vorgänge, durch deren Aufeinanderfolge der landschaftliche Charakter der Umgebung Heidelbergs bestimmt wurde, zu einer Bildungsgeschichte des ganzen oberrheinischen Gebirgssystems zu erweitern.

Dem Verlage bin ich sehr zu Danke verpflichtet, daß er mir für die Belebung des Textes durch eine reiche Auswahl von Abbildungen und Karten in entgegenkommendster Weise freie Hand ließ. Die Mehrzahl der Landschaftsbilder verdanke ich der unermüdlichen Mitarbeit meines ehemaligen Schülers, des Herrn stud. arch. Fritz Schröder, andere Abbildungen Herrn stud. med. Eugen Kögel, Herrn Wilhelm Spitz, Assistenten am stratigraphisch-paläontologischen Institut der Universität Heidelberg, und einigen im Verzeichnis der Abbildungen genannten Freunden. Den im Herderschen Verlag erschienenen Grundzügen der Gesteinskunde von Prof. Dr. E. Weinschenk entstammen vier Bilder, deren Benutzung mir vom Herrn Verfasser sowie Herrn Prof. Dr. G. Klemm in Darmstadt in freundlichster Weise gestattet wurde. Die Kristallfiguren sind mit Erlaubnis der Verlagsbuchhandlung W. Engelmann den Elementen der Mineralogie von Naumann-Zirkel entnommen.

Die Kartenskizzen sind nach den geologischen Spezialkarten von Hessen und Baden für die Zwecke des Buches vereinfacht. Als Grundlage für die Übersichtskarte des Gebiets diente die von Herrn Rechnungsrat Carl Regelmann bearbeitete, vom Kgl. Württembergischen Statistischen Landesamt herausgegebene „Geologische Übersichtskarte von Württemberg und Baden, dem Elsaß, der Pfalz und den weiterhin angrenzenden Gebieten". Möchte der kleine Ausschnitt recht viele Benützer dieses Buches anregen, sich die farbige Originalkarte mit den zugehörigen Erläuterungen zu erwerben und die gewonnenen Anfänge geologischen Wissens durch deren Studium zu vertiefen.

Heidelberg, im Dezember 1907. **J. Ruska.**

Inhalt.

Verzeichnis der Abbildungen.

Seite



1. Blick von der Friedrichsbrücke nach Osten.

Zur Einführung.

Heidelbergs geographische Lage. Die Landschaft im Wechsel der Jahreszeiten. Geschichtliche Erinnerungen. Römische Kulturdenkmäler. Vorgeschichtliche Reste. Aufgabe der geologischen Forschung.

Wer Heidelberg auch nur für kurze Stunden besucht hat, dem bleibt als unvergängliche Erinnerung der Blick vom Schloß hinab auf die dichtgedrängten Giebel und Gassen und hinüber auf die Berge, die den Neckar begleiten, bis er draußen in der Ebene den Augen entschwindet.

Aber wir müssen die Friedrichsbrücke als Standort wählen, um die Lage der Stadt in ihrer naturgegebenen Besonderheit klar zu erfassen, um zu verstehen, wie ihre Reize aus einer seltenen Vereinigung von Gegensätzen im Charakter der Landschaft hervorgehen.

Im Rücken wie eine schützende Mauer das Waldgebirge, vor sich breit hingelagert die fruchtbare Ebene: so liegt wohl manche Stadt, so liegen hundert kleinere Orte an den beiden Rändern des oberrheinischen Tieflands. Mannigfaltiger als in unserer Nachbarschaft sind oft die Formen und Linien der Berge gebildet, mächtiger strebt das Gebirge empor, das zu Wanderungen lockt, reicher gegliedert dehnt sich das hügelige Vorland. Nirgends aber im ganzen Umkreis der Tiefebene und weit über ihre Grenzen hinaus durchbricht wie hier ein Fluß von solcher Wasserfülle zwischen hohen Bergwänden das Gebirge, nirgends öffnet sich nach der freien Rheinniederung ein Tal, das so wie das

Neckartal schon durch seine Größe auf den Zusammenhang mit entlegenen Gebieten hinweist.

Die scharfe Grenzlinie zwischen der Ebene und dem Gebirge ist ein landschaftliches Element, das überall längs des Odenwalds und des Schwarzwalds, und wie im Spiegelbild auch am Fuße der Haardt und des Wasgaus wiederkehrt. Aber nur am Ausgang des tiefeingesenkten Neckartals, wo die Berge auf eine kurze Strecke nach Süden zurückweichen, sind die natürlichen Bedingungen zu jenem Bilde geschaffen, das Kultur und Kunst zu so unvergleichlicher Anmut gesteigert haben.

Wie zwei gewaltige Torwächter halten Heiligenberg und Gaisberg den Talausgang besetzt. Als mächtiger Kegel, von dem Turm mit der goldenen Wetterfahne gekrönt, stellt sich uns der Heiligenberg dar. Sein Fuß von Villen bekränzt, rote Sandsteinwände zwischen Reben herausblickend; darüber die Stufe, auf der aus dem Walde trotzig der Bismarckturm hervorschaut, ein Ruhepunkt für das Auge. Gegenüber im Süden der Gaisberg zu ähnlicher Höhe emporstrebend, und doch nur wie hingestreckt zu den Füßen des Königstuhls, der in mächtigem Bogen das Stadtbild umrahmt. Kulissenähnlich schieben sich niedrigere Bergzungen im Mittelgrund gegeneinander vor, bis zwei horizontale Linien über der alten Brücke das Bild abschließen: in blauer Ferne ein bewaldeter Bergzug, davor in helleren Farben der niedrige Rücken, der zwischen Mausbachtal und Ziegelhausen den Neckar begleitet. Kaum daß wir ahnen, aus welcher Richtung der Fluß hinter den Bergen hervortritt — erst von den alten Brückenbogen her sehen wir breiter und breiter die Wellen auf uns zutreiben, in denen sich Himmel und Wolken, Berge und Bauten spiegeln.

Wenden wir jetzt unsere Blicke nach Westen, so ist alles, was an die Nähe eines Berglands erinnern könnte, mit einem Schlag verschwunden. Zwischen flachen Ufern umschließt der Fluß eine weidenbewachsene Insel, auf seinem Weg in die Ebene hinaus folgen ihm eine Strecke weit die ins Freie drängenden Häuser der jüngeren Stadtteile, bald entzieht er sich, nach Nordwesten umbiegend, den verfolgenden Blicken. In weiter Ferne aber erkennen wir, wenn die Luft klar genug ist, die zarten blauen Linien der Haardt, die dem Odenwald gegenüber im Westen die Ebene begrenzt.

Dies ist die Landschaft, über die im Wechsel der Tagesstunden und Jahreszeiten die Sonne ihr Licht, ihre Farben aus-

gießt, in der eine unerschöpfliche Mannigfaltigkeit von Stimmungen und malerischen Wirkungen das Auge entzückt. Wer sich in dieses Bild Tag für Tag versenken kann, dem enthüllt es immer neue Schönheiten, mögen ihm am frühen Morgen die Berge in Dunst gehüllt erscheinen oder mag er sie von der Abendsonne bestrahlt in glühende Farben getaucht sehen, mögen schwere Nebelbänke sich aus dem Tal wälzen oder flatternde Wolkenschleier an den Gehängen hinaufziehen, mag der Westwind schwarzgeballte Wetterwolken über die Gipfel jagen oder der Ost in schneidender Kälte seine Staubwirbel vor sich hertreiben, mögen endlose Regengüsse die Novembertage verdunkeln oder ein klarblauer Himmel über leuchtenden Schneefeldern sich wölben.



2. Blick von der Friedrichsbrücke nach Westen.

Und wieder ist es die Sonne, die Felder und Wälder, Weinberge und Gärten mit immer neuen Farben schmückt, vom zartesten Grün des ersten Frühlings, vom Rosenrot und Weiß der blühenden Obstbäume zu den satten Farben des Hochsommers, von der bunten Blätterpracht des Herbstes zu den weißbereiften, stillen, winterlichen Zauberwäldern.

Dies ist der Rahmen, in dem sich Heidelbergs Leben entfaltet, dies der Boden, dem Jahrhundert um Jahrhundert die wechselnden Geschicke der engeren Heimat wie ganz Deutschlands ihre Spuren eingegraben haben. Heute der Schauplatz friedlicher Arbeit, fröhlicher Feste, gestern eine Stätte der Verwüstung, erfüllt von verzweifelten, mißhandelten Bürgern; jetzt ein Mittelpunkt geistigen Lebens und internationalen Verkehrs, über den alten Raum weit hinausgewachsen, einst eng zusammengedrängt zu Füßen der Burg, wenige Gassen hinter hohen Mauern. Wie füllt

sich das alles mit Bewegung und Leben für den, der die Vergangenheit aus ihren Denkmalen zu deuten versteht, dem die Jahrhunderte ihre Geschichte erzählen!

Reichlicher fließen die Quellen, je mehr wir unserer Zeit uns nähern, nur wenige bestimmte Daten treten aus der allgemeinen Geschichte hervor, wenn wir weiter und weiter rückwärts blicken: an die Stelle individuellen Lebens, scharfgezeichneter Charaktere, die in ihrer Zeit als Träger eines Herrscherwillens, als Schöpfer



3. Reste der Michaelsbasilika
auf dem Hauptgipfel des Heiligenbergs (445 m).

neuer Gedankenkreise gewirkt haben, tritt das Bild allgemeiner Kulturzustände, treten Völkerbewegungen, bis auch hier die historische Kunde sich im Dunkel der Vorzeit verliert.

Lange vor Heidelberg, das 1196 erstmals erwähnt wird, sind Bergheim und Neuenheim in Urkunden genannt. Jahrhunderte vor dem Bau der Burg, mit der die Schicksale Heidelbergs so eng verknüpft sind, ist auf dem Heiligenberg die Basilika des heiligen Michael errichtet worden. Von Franken ist seit dem Ende des fünften Jahrhunderts die Rheingegend besiedelt, in der die Burgunden zuvor ihr Nibelungenreich gegründet hatten: diese die Erben der Alemannen, deren unwiderstehlichem Ansturm die

römische Herrschaft erlag, die seit den Tagen des Kaisers Augustus auf die rechte Rheinseite sich auszudehnen begonnen hatte.

Durch die Nebel der Sage hindurch, jenseits von Jahrhunderten mit nur spärlichen Kulturresten aus Gräbern und namenlosen Ansiedelungen treten wir noch einmal in einen Zeitraum ein, der klar und deutlich im Lichte der geschichtlichen Überlieferung vor unseren Augen steht, dessen Denkmäler auch heute noch, nach fast 2000 Jahren, in ihren großartigen Ruinen Bewunderung und Staunen erregen, dessen Spuren überall im Boden zu finden sind. Allerdings, keine Porta nigra, kein Kaiserpalast, kein Amphitheater wie in Trier, kein großes militärisches Lager wie die Saalburg fesseln hier unsere Aufmerksamkeit, aber dennoch sind, seit man die Reste der römischen Vorzeit sorgfältiger sammelt und die Spuren römischer Kulturarbeit aufmerksamer verfolgt, zu beiden Seiten des Neckars ganz erhebliche Funde gemacht worden. Wir mögen an unsere Kämpfe in Südwestafrika denken, wenn wir sehen, wie die römischen Soldaten das besetzte Land durch Kastelle und Wälle zu sichern, Verbindungen zwischen den Militärstationen durch Wege- und Brückenbau herzustellen suchen, wie Ackerbau und Handel sich im Schutze der militärischen Niederlassungen entwickeln. Nichts natürlicher, als daß am Ausgang des Tales ein solches Sperrfort angelegt wurde, daß hier eine Brücke über den Neckar geschlagen wurde, an der sich die Straßen von Ost und West, von Nord und Süd vereinigten. Die Fundamente des Kastells nebst denen eines Bades sind vor wenigen Jahren in den Gärten unterhalb Neuenheims aufgefunden worden, die Brücke hat an den durch zwei Denksteine bezeichneten Stellen über hölzernen Strompfeilern von einem Ufer zum andern geführt.

Von Straßburg her über Rastatt durch die Rheinebene, von Offenburg über Ettlingen und Wiesloch, von Speyer im Westen trafen auf dem linken Ufer die Straßen zusammen. Über Ladenburg setzte sich die wichtige Linie nach Worms und nach Mainz fort, auch die Bergstraße mag schon damals die Ansiedelungen an den Ausgängen der kleinen Odenwaldtäler verbunden haben. Ostwärts aber wurden die Wege bis zu den äußersten Grenzen der römischen Herrschaft, bis an den Limes, den römischen Grenzwall mit seinen Türmen und Kastellen weitergeführt.

Wie gründlich beim Straßenbau verfahren wurde, davon konnte man sich im Sommer 1904 überzeugen, als das Profil der Straße nach Ladenburg bei der Einebnung eines Spielfelds

durch einen Graben aufgeschlossen war: ausgebleichte Porphyr- und Sandsteinbruchstücke von den benachbarten Bergen als Unterlage, Neckarschotter in dicken Lagen als Decke bildeten einen Straßenkörper, der Jahrhunderten standhielt. Zahlreiche Ziegelöfen — nicht weniger als 15 sind nachgewiesen worden — deuten auf die Bautätigkeit zu beiden Seiten des Flusses, und außer Hausfundamenten, Ziegelstücken und Topfscherben haben sich auch wertvollere Gegenstände gefunden: viele Münzen, darunter ein Schatz von 230 Silberdenaren, reliefgeschmückte Grabmonumente, ein Jupiteraltar, jenes berühmte Mithrasbild, das den Schmuck der Karlsruher Altertumssammlung bildet, Votivsteine, die dem Mercurius Cimbricus und anderen Gottheiten geweiht waren.[1] Und wie im Süden bei Wiesloch der Untergrund weithin von den Schlacken alten römischen Bergbaus erfüllt ist, so hat man im nördlichen Odenwald am Felsberg Altarstein, Riesensäule und viele andere Felsblöcke als römische Werkstücke erkannt. Nach fast 2000 Jahren liegen sie noch, wie sie verlassen wurden, als stumme Zeugen der Größe und Tatkraft des römischen Herrschergeistes im Walde.

Germanen waren es, die auf der rechten Rheinseite der Herrschaft der Römer unterworfen wurden; Civitas Sueborum Nicretum, also „Neckarschwabenheim" ist von ihnen der Ort genannt worden, der sich zu beiden Seiten der Brücke entwickelte. Wichtiger aber war der Vicus Lopodunum — im Mittelalter Lobdenburc, heute Ladenburg — eine unzweifelhaft von Kelten gegründete Stadt, der Hauptort der Gegend am unteren Neckar. Um 100 v. Chr. mögen sich die germanischen Ansiedler des Landes bemächtigt haben, bis ins 5. Jahrhundert rückwärts verlegt man die Zeit der keltischen Einwanderung. Was sich aus Gräbern und Kulturschichten als hierher gehörig hat bestimmen lassen, entspricht jenem Abschnitt der vorgeschichtlichen Zeit, der als La-Têneperiode bezeichnet wird; als das bemerkenswerteste, jetzt noch erhaltene Denkmal der Keltenzeit gilt der doppelte Ringwall, der die beiden Gipfel des Heiligenbergs umschließt.[2]

Auch mit den Kelten sind wir noch nicht am Ende unseres geschichtlichen Rückblicks. Wie wir selbst heute vom Turme des Heiligenbergs hinaussehen in die Niederung, durch die der Neckar in großem Bogen dem Rhein zustrebt, wie die frommen Mönche das Land unter sich sahen, als noch das Glöcklein ihrer Kirche die Tagzeiten verkündigte, wie vorher römische Soldaten und keltische Ansiedler auf diesem Berg ihre Gottheit anriefen, so haben

in noch früheren Jahrhunderten andere Stämme und Völker, die kein Geschichtschreiber nennt, von denen nur Grabbeigaben, Werkzeug- und Waffenreste, Schmuck und ärmlicher Hausrat unbestimmte Kunde geben, die Landschaft gesehen. Soweit man die Spuren des Menschen bis jetzt hat verfolgen können, so unermeßlich nach menschlichem Zeitmaß der Abstand ist zwischen uns und den frühesten Bewohnern der Rheinebene — wir können nicht zweifeln, daß auch jene Zeugen einer grauen Vorzeit,



4. Reste des Ringwalls auf dem Heiligenberg.

Zeitgenossen der Pyramidenerbauer vielleicht und der ältesten Kultur Vorderasiens, oder älter noch als alle Anfänge der Geschichte, dieselben Berge und dieselben Täler durchzogen haben wie wir glücklichen Kinder der Gegenwart.

Daß Bäche und Flüsse ihren Lauf ändern, daß sie Schlamm und Sand, Gerölle und Steine da losreißen, dort absetzen, diese Erscheinungen kennen wir alle. Selbst die härtesten Felsen benagt und unterspült das Wasser, und was es losgelöst hat, trägt es weiter, bis es schließlich im Meere zur Ruhe kommt. Wenn

daher, wie wir gesehen haben, Jahrtausende nicht genügen, um auffallende Veränderungen an den großen Formen der Erdoberfläche hervorzubringen, so müssen doch in Zehntausenden und Hunderttausenden von Jahren diese kleinen Veränderungen sich zu großen Gesamtwirkungen aufsammeln und aufgesammelt haben.

Aber keine geschriebenen Urkunden, keine Reste menschlicher Kultur begleiten uns in jene fernen Zeiten, da die Natur erst den Schauplatz schuf, auf dem die Menschheit erscheinen sollte.



5. Torbau am Ringwall auf dem Heiligenberg.
Im Sommer 1907 freigelegt.

Um zu erfahren, welche Kräfte in den Urzeiten der Erde die Gesteine hervorgebracht haben, aus denen die Berge bestehen, können wir uns auf kein menschliches Zeugnis berufen, dazu müssen wir die Steine selbst befragen. Die Wissenschaft, die uns diese Steinschrift lesen lehrt, die die Geschichte der Erde selbst erzählt, ist die Geologie. In ihre Hauptfragen und Ergebnisse sollen die Betrachtungen einführen, die auf den folgenden Seiten an Ausflüge in Heidelbergs Umgebung angeknüpft werden.

I. Erste Umschau. Begrenzung der Aufgabe.

Roter Sandstein die herrschende Felsart in Heidelbergs Umgebung. Andere Gesteine: Porphyr, Kalk, Granit. Sand- und Schotterablagerungen in der Ebene. Gegensatz zwischen den Bildungen der Ebene und des Gebirgslandes. Übertragung einzelner Beobachtungen auf weitere Gebiete.

Rundblick vom Turm des Königstuhls. Begriff des oberrheinischen Gebirgssystems. Geologisch fremde Grenzgebiete. Der Odenwald als zentral gelegener Bestandteil des oberrheinischen Systems.

Schon von der Friedrichsbrücke aus können wir am Heiligenberg und an den Flanken des Königsstuhls hinter der Molkenkur Sandsteinbrüche erkennen. Die Bergbahn von der Molkenkur auf den Königstuhl ist ganz in Sandstein eingeschnitten.



6. Buntsandstein am Fuß des Heiligenbergs.

Auf jedem Ausflug in die Berge, auf jeder Fahrt ins Neckartal können wir uns überzeugen, daß das herrschende Gestein in der Umgebung der Stadt ein hellroter Sandstein ist, und wer dies noch nicht beachtet hätte, den würden die Pflastersteine und Weinbergsmauern ebenso eindringlich darauf hinweisen als das Schloß und die Peterskirche, der alte Marstall und die neue Bibliothek.

Der Sandstein ist indessen nicht das einzige Gestein, das in der Nähe der Stadt gefunden wird. Wir brauchen nur eine



7. Anstehender Granit im Neckarbett.
Bei Niederwasser im Sommer 1907.

kleine Strecke in die Ebene hinauszugehen, um nördlich vom Neckar an den Bergen die großen Porphyrbrüche von Dossenheim und Schriesheim zu erblicken, die unsere Straßen mit Schottermaterial versorgen, wie wir nach Süden zu die Rauchwolken des Zementwerks von Leimen erkennen, das die Kalksteine des Gebirgsrandes verarbeitet. Im östlichen Teile der Stadt endlich, unterhalb des Schlosses und eine Strecke weit neckaraufwärts, bildet der Granit die an den Talwänden und im Flußbett zutage tretenden Felsen.

Wieder andere Verhältnisse finden wir in der Ebene vor. Betreten wir eine der Kiesgruben, die an verschiedenen Stellen in der Nähe der Stadt angelegt sind, so überzeugen wir uns leicht, daß hier, soweit ein Einblick in die tieferen Erdschichten möglich ist, kein festes Gestein den Untergrund bildet, sondern Lehm, Sand und Kies in buntem Wechsel den Boden zusammensetzen.

Dem landschaftlichen Gegensatz zwischen Bergland und Ebene entspricht also ein nicht minder großer Unter-



8. Kiesgrube beim Exerzierplatz
an der Straße nach Kirchheim.

schied in den Massen, die die Berge aufbauen und die Ebene erfüllen. Dort auf weite Strecken gleichartige, feste Gesteine, hier lose, lockere, aus dem verschiedensten Material zusammengetragene Sandmassen und Gesteinstrümmer. In den meisten erkennen wir die Gesteine wieder, die wir oben nannten: Geschiebe, ja selbst Blöcke von rotem Sandstein regellos gemengt mit grauen und gelben Kalkgeröllen, dazwischen vereinzelte Stücke von buntem Granit und Porphyr.

Daß die hier beobachteten Gesteine größtenteils von den Bergen des Odenwalds stammen und vom Neckar in die Ebene

hinausgetragen wurden, darüber scheint kein Zweifel möglich zu sein. Wie heute noch die Felsen zerstört werden, wie das Wasser die Bruchstücke abrollt und den Sand weiterführt, so müssen in längst vergangenen Zeiten schon die Wasserfluten den Schutt auf dem einst viel tieferen Boden der Ebene abgelagert und sie bis zum heutigen Niveau erhöht haben. Wie weit die Kiesablagerungen in die Tiefe reichen und welche Gesteine ihre Unterlage bilden mögen, wie das gewaltige Becken entstanden sein mag, das uns heute als schutterfüllte Ebene erscheint: dies sind Fragen, auf die wir später zurückkommen werden. Eins aber lassen uns unsere Beobachtungen an der Kiesgrube mit der größten Deutlichkeit erkennen: die gewaltigen Wirkungen, die die Kraft des fließenden Wassers hervorbringt, wenn es ununterbrochen durch die Jahrtausende seine Tätigkeit fortsetzt. Was jetzt die Ebene erfüllt, ist von den Bergen herabgetragen: hier wie dort erkennen wir im Wasser die nimmer ruhende Kraft, die in das feste Gestein Furchen gräbt und die Formen der Täler und Berge bestimmt, wie unter dem Meißel des Bildhauers aus dem rohen Marmorblock die Statue hervorgeht. Und wie der Marmor älter ist als die Statue, so sind älter als Berge und Täler die Gesteine, aus denen die Berge aufgebaut sind.

So führt uns diese Betrachtung immer weiter zurück in Zeiten, da noch kein Rheintal und kein Odenwald bestand. Mit dem Studium der Gesteine müssen wir beginnen, ihre Entstehung und ihre Geschichte müssen wir zu ergründen suchen, wenn wir das heutige Landschaftsbild verstehen wollen.

Die Beobachtungen aber, die wir an den Bergen der näheren Umgebung gemacht haben, werden nicht nur für diese gelten, sie werden sich infolge der gleichartigen Beschaffenheit bestimmter Gesteine auf den ganzen Odenwald übertragen lassen und darüber hinaus auf die Bildung des ganzen Gebirgslandes, das die Ebene zu beiden Seiten begleitet.

Aus der Beobachtung zahlloser Einzelheiten setzt die geologische Wissenschaft das Bild des Ganzen zusammen, aus der Erfassung des großen Ganzen gewinnt sie für das Einzelne die gesetzmäßigen Beziehungen zu den allgemeinen erdgeschichtlichen Vorgängen. Wie in der Lokalgeschichte sich die großen politischen Ereignisse, die wirtschaftlichen Entwickelungen, die geistigen Strömungen spiegeln und umgekehrt allgemeine geschichtliche Erörterungen ihren Inhalt konkreten Personen und Verhältnissen verdanken, so ergänzen und stützen sich geologische Einzelforschung und weit-

ausgreifende Verallgemeinerung. Wie die Geschichte Heidelbergs nicht getrennt werden kann von der Geschichte der Pfalz, von der Geschichte Deutschlands, wie in die Schicksale des deutschen Volks benachbarte Völker, fremde Machthaber, politische, wirtschaftliche, religiöse Umwälzungen aufbauend und zerstörend eingreifen, wie Zeiten ruhiger Entwickelung mit Perioden des Umsturzes abwechseln und die Wunden, die der Krieg geschlagen, in friedlicher Arbeit wieder ausheilen: so wechseln in dem großen Schauspiel der Erdgeschichte Epochen ungestörter Bildungen mit gewaltigen Erdrevolutionen und hinterlassen ihre Spuren auch auf dem Stückchen Erde, das wir von hier überschauen.

Wie weit reicht nun das Gebiet, das wir mitumfassen, wenn wir die geologische Geschichte Heidelbergs verfolgen? Welche Grenzen müssen wir einhalten, wenn wir die Übersicht über das Ganze nicht verlieren wollen?

Vom Königstuhl aus, von der Plattform des Turmes, die nahezu 600 Meter über dem Meer, 480 Meter über der Stadt liegt, wollen wir an einem klaren Tage Umschau halten. Nach Süden und Südosten erkennen wir den Abfall des Gebirges zum Kraichgauer Hügelland, jener flachen Senke, die sich zwischen Odenwald und Schwarzwald einschiebt. Bisweilen sind noch die Schwarzwaldberge in der Umgebung von Baden-Baden sichtbar, und noch weiter südlich, in etwa 80 km Entfernung, die Hornisgrinde, mit 1160 Metern die höchste Erhebung des nördlichen Schwarzwalds. Über die dem Königstuhl vorgelagerten, von hier oben recht unbedeutend erscheinenden Rücken des Gaisbergs und Ameisenbuckels weg schweift das Auge hinaus in die sonnigen Gefilde der Rheinebene: wir erkennen den Rhein selbst, dessen silberglänzender Spiegel da und dort zwischen Wald und Bäumen hervorblitzt. In langer Kette schließen die Berge der Haardt und der Donnersberg mit 690 Metern Höhe im Westen das Bild ab — und wenn die Luft hinreichend klar ist, erkennen wir im Nordwesten den Kamm des Taunus mit dem Feldberg, dem höchsten Punkt des niederrheinischen Gebirgssystems (Entfernung etwa 90 km, Höhe 880 Meter).

Zu unseren Füßen aber erblicken wir einen Teil des Neckartals, dahinter steigen die waldigen Berge des Odenwalds empor, zur Linken die reicher gegliederten Höhen entlang der Ebene, geradeaus und nach rechts die einförmig verlaufenden horizontalen Rücken des östlichen Odenwalds. Nur die Kuppe des Katzenbuckels bei Eberbach erhebt sich in auffallender Weise mit ihren

628 Metern über die Kammlinien. Aus dem Wald grüßt der Weißensteinturm herüber und mahnt zum Besuch, zum Genuß der Aussicht, die sich uns von dort bietet.

Reicht der Blick vom Königstuhl auch viel weiter als der Bezirk, in den unsere Exkursionen führen sollen, so genügt dieses mit dem Auge durchmessene Stück Landschaft noch immer nicht für das Verständnis aller Erscheinungen, die uns auf unseren Wegen begegnen werden. Wir müssen die Grenzen noch weiter hinausrücken. Wir müssen alle Gebirge mit einbeziehen, die durch ähnlichen geologischen Bau ihre gleichartige Entstehung zu erkennen geben und die man in ihrer Gesamtheit als oberrheinisches Gebirgssystem bezeichnet.[3] Seinen Kern bildet die Oberrheinische Tiefebene mit ihren Randgebirgen, dem Schwarzwald und Odenwald, den Vogesen und der Haardt. Aber weiter nach außen schließt sich im Westen die Lothringische Abdachung an, die sich stufenweis zum Pariser Becken hinabsenkt, im Osten das schwäbisch-fränkische Stufenland, dessen Grenzen bis nach Regensburg die Donau, dann der Bayrische und Böhmische Wald, das Fichtelgebirge, der Frankenwald und der Thüringer Wald bilden.

Geologisch fremd erscheint, was außerhalb dieser Grenzen liegt: im Süden der Schweizer Jura, die Alpenketten und das Alpenvorland bis zum Rhein und zur Donau, im Norden der Querriegel des Rheinischen Schiefergebirges. Aber wir brauchen nur an den Rhein zu denken, der von den Alpen kommt und das Rheinische Schiefergebirge in tiefeingeschnittenem Cañon durchbricht, um neue Beziehungen, neue Zusammenhänge zu entdecken, die auch über diese Grenzen wieder hinausführen.

In dem weiten Raum zwischen dem Ostabhang des Schwarzwalds und dem Steilrand des Schwäbischen Jura entwickelt sich das Flußgebiet des Neckars. Vom Thüringer Wald und vom Fränkischen Jura, von der Rhön und vom Vogelsberg her erhält der Main seine wichtigsten Zuflüsse. So erkennen wir, daß der Odenwald recht eigentlich das Herz, den zentralsten Teil des oberrheinischen Gebirgssystems bildet, und daß der Neckar gerade den mittleren Teil des für uns wichtigen Gebiets entwässert. Damit kehren wir von unserem Gedankenflug zur heimatlichen Scholle zurück; ein Spaziergang auf das Schloß soll unser nächstes Ziel sein.

II. Grundgebirge und Deckgebirge.

Verbreitung des Granits im Neckartal. Westlichster Aufschluß. Verwitterter Zustand des Gesteins. Sein Aufbau aus Feldspat, Glimmer und Quarz. Physikalische Eigenschaften und chemische Zusammensetzung dieser Mineralien. Granit ein Silikatgestein. Granit und Rotliegendes im Schloßgraben. Granit ein primäres, Rotliegendes ein sekundäres Gestein. Weitere Aufschlüsse hinter der Schloßterrasse. Neue Mineralien: Turmalin, Muskovit, Granat. Alter des Granits. Geologische Karten und Profile. Grundgebirge und Deckgebirge. Reihenfolge der Exkursionen. Rückkehr nach der Stadt über die Terrasse des Wolfsbrunnenwegs und die Teufelskanzel.

Wir haben schon daran erinnert, daß die Felswände unterhalb des Schlosses aus Granit bestehen. Sehr schön sieht man das Gestein am Tunneleingang des Bahnhofs Karlstor entblößt. Auch weiter talaufwärts sind Granitfelsen teils im Neckar, teils in steilen Wänden längs der Bahnlinie bis zum Jägerhaus sichtbar. Die „Teufelskanzel" ist der bemerkenswerteste dieser Punkte.

Bekannter noch sind die jenseitigen Felspartien zwischen der Hirschgasse und dem Mausbachtal. Beide Tälchen sind in Granit eingeschnitten; die reizendsten Waldwege führen vom einen zum andern oberhalb des Haarlaß durch das Felsengewirr hindurch. Wer es vorzieht, am Neckar her die Landstraße zu benützen, findet auch dort reichlich Gelegenheit, die Natur des Gesteins zu studieren. Die letzten größeren Granitfelsen trifft man an dem Weg, der kurz vor dem Ausgang des Ziegelhäuser Tals zu jenem schon von der Friedrichsbrücke aus beobachteten Rücken hinaufführt.

Wir selbst wählen die nächste Umgebung des Schlosses als Feld unserer ersten Beobachtungen. Folgen wir der neuen Schloßstraße, die hinter dem Bremeneck vorbeiführt, so sehen wir in den Stützmauern beim Bergbahntunnel zwei Flächen freigelassen, aus denen Granitfelsen hervorschauen. Es sind die letzten Reste von einst ansehnlicheren Massen, die dem Bahnbau zum Opfer gefallen sind; auch die kurze Strecke zwischen dem ersten und zweiten Tunnel, an der man die Felsen sich ins Innere des Berges fortsetzen sah, ist jetzt wegen der schlechten Gesteinsbeschaffenheit durch Schutzmauern verbaut.

Wir stehen hier im Neckartal am südlichsten Punkt des Odenwalds, an dem Granit zu beobachten ist. Schon diese wenigen, unbedeutenden Aufschlüsse am Ausgangspunkt unserer Wanderung ermöglichen uns die Feststellung wichtiger geologischer Tatsachen.



9. Granitfelsen hinter dem Bremeneck.

Wir sehen leicht, daß das Gestein keine einheitliche Masse mehr bildet, sondern von zahlreichen Rissen und Sprüngen durchsetzt wird. In der Nähe dieser Klüfte zeigt sich der Granit stark angegriffen, vielfach ist er ganz zu Sand zerfallen, größere und kleinere Brocken haben sich auf dem Mauersockel angesammelt.

Ein leichter Schlag mit dem Hammer, ja oft der Druck der Hand genügt, um die Bruchstücke noch weiter zu zerkleinern. Wir erkennen, daß der Grund dieses körnig-sandigen Zerfalls darin liegt, daß das Gestein aus verschiedenen mineralischen Bestandteilen zusammengesetzt ist, die in sehr ungleicher Weise der Verwitterung anheimfallen.

Am besten lassen sich die einzelnen Stufen der Zersetzung an einem rötlichen Mineral verfolgen. Wir suchen uns ein möglichst frisches und großes Stück heraus und zerschlagen es. Es zerspringt in Stückchen, die von ebenen parallelen Flächen begrenzt sind. Die Flächen heißen Spaltflächen. Sie sind durch die innere Struktur des Minerals vorgezeichnet, ihre Richtung ist keineswegs willkürlich. Auch am unversehrten Mineral bemerken wir da und dort feine Risse in der Richtung der Spaltflächen, die das blätterige Gefüge des Minerals verraten. Diese Spaltbarkeit ist eines der sichersten Merkmale, daß man es mit kristallisierten Mineralindividuen zu tun hat; sie kann bei amorphen Körpern oder dichten Aggregaten nicht auftreten. Wir dürfen allerdings nicht umgekehrt schließen, daß keine Kristallisation vorhanden ist, wenn die Spaltbarkeit fehlt.

Die Spaltstückchen sind durchscheinend und von blaßfleischroter Farbe. Auf den frischen Spaltflächen zeigt sich lebhafter Glanz, der an den des Glases erinnert. Wir bemerken aber oft an demselben Stück noch dunklere und hellere Stellen, die Glanz und Durchsichtigkeit verloren haben, also matt erscheinen, und nun keine Spaltbarkeit mehr besitzen. Sie lassen sich fast wie Kreide mit dem Messer ritzen, was beim frischen Mineral nicht möglich war, die Härte ist also bedeutend vermindert, das ganze Gefüge des Minerals ist zerstört. Welche physikalischen Vorgänge, welche chemischen Prozesse die Veränderung bewirkt haben, entzieht sich der unmittelbaren Beobachtung; wir können aber schon aus der Änderung der in die Augen fallenden Eigenschaften den Schluß ziehen, daß ein neuer Körper aus dem ursprünglichen entstanden ist.

Neben dem rötlichen beobachten wir noch ein dunkelgefärbtes Mineral. Es bildet keine größeren Körner, sondern dünne Tafeln, die sich mit dem Messer leicht in die feinsten Schuppen auflösen lassen. Wir stellen also hier eine weit vollkommenere, aber nur einer Richtung parallele Spaltbarkeit fest. Wo das Mineral frisch ist, besitzt es schwarze Farbe mit lebhaftem, metallähnlichem Glanz. Die zersetzten Blättchen zeigen alle Abstufungen der Farbe nach dunkelgrün und braunrot, auch hier

verschwindet schließlich die charakteristische Spaltbarkeit, und es bleibt ein erdiger Körper von dunkler Farbe zurück.

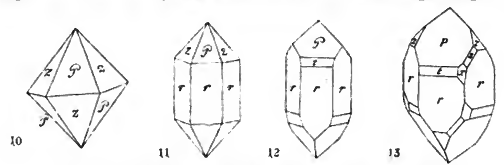
Zwischen diesen blaßrötlichen und dunklen Mineralien stecken endlich graue Körner, die in keiner Weise angegriffen erscheinen. Zerschlagen wir sie, so erhalten wir keine ebenen Flächen, sondern Splitter mit muscheligen Bruchflächen, die einen eigentümlichen Schimmer zeigen, der als Fettglanz bezeichnet wird. Wir sehen auch Funken abspringen; so groß ist die Härte des Minerals, daß sich kleine Teilchen vom Stahl des Hammers loslösen und durch die Reibung ins Glühen geraten. Es ist uns klar: diese grauen Mineralkörner sind ein Gesteinsbestandteil, der gegenüber den chemischen und physikalischen Einwirkungen der Verwitterung die größte Widerstandsfähigkeit aufweist. Sie müssen übrig bleiben, wenn das Wasser und der Wind die verwitterten erdigen Teile wegzuspülen oder fortzublasen Gelegenheit haben.

Nachdem wir uns überzeugt haben, daß keine anderen Mineralien sich an der Zusammensetzung des Granits beteiligen, ist es Zeit, die Namen der Bestandteile festzustellen. Die rötlichen Kristalle sind Feldspat, die dunklen Tafeln Glimmer, die fettglänzenden grauen Körner Quarz. Der Granit selbst stellt sich also dar als die innige Vereinigung dieser drei Mineralien, die wir nach äußeren Kennzeichen unterscheiden lernten, und wir mögen uns wohl die Frage vorlegen, durch welche Vorgänge ihre Vereinigung zustande gekommen sei.

Um es gleich zu sagen: wir sind noch weit von der Beantwortung dieser Frage entfernt. Die Feststellung des Mineralbestands ist ja nur ein erster Schritt zur Kenntnis des Gesteins. Noch wissen wir nichts über die chemische Beschaffenheit der Gemengteile, nichts über die Art ihrer Bildung. Es ist aber selbstverständlich, daß die Frage nach dem stofflichen Bestand der Gesteinsgemengteile erledigt sein muß, ehe man die Entstehung einer solch' merkwürdigen Mineralkombination erklären kann, wie sie im Granit vorliegt. Von der naturhistorischen Beschreibung äußerer Merkmale werden wir weitergeführt zur chemischen Untersuchung: Die Frage nach der Natur des Granits ist zunächst eine chemische Frage.

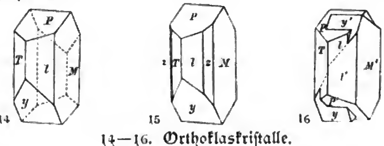
Wir beginnen mit dem Quarz als dem einfachsten der in Betracht kommenden Mineralien. Der Quarz ist durchaus dieselbe Substanz, wie sie uns in den herrlichen, glashell durchsichtigen Bergkristallen der Alpen entgegentritt. Er ist eine Verbindung

des Elements Silicium*) mit Sauerstoff nach der Formel SiO_2, also Siliciumdioxyd, oder nach üblichem Sprachgebrauch „Kieselsäure". Daß er nicht in so schön ausgebildeten Kristallen erscheint, hängt mit der Art seines Auftretens als Gesteinsgemengteil zu-



10—13. Kristallformen des Quarzes und Bergkristalls.
Gleiche Buchstaben bezeichnen gleichartige Flächen.

sammen. Jene Kristalle sitzen frei in Spalten und Klüften des Gesteins, wo sie sich ungestört bilden konnten, die Mineralien des Granits dagegen waren sich gegenseitig im Wege, da sie offenbar an zahllosen Punkten gleichzeitig entstanden. Gleichwohl sind auch sie kristallisiert, d. h. nach denselben strengen Gesetzen aufgebaut wie die Bergkristalle oder andere in wohlentwickelten Kristallen auftretende Körper. Das Wesen der Kristallisation liegt eben nicht, wie man meist glaubt, in der äußeren, an wohlausgebildeten Kristallen sichtbaren Form, sondern in den inneren Kräften, die unter günstigen Umständen jene regelmäßige Anordnung der kleinsten Teile des Minerals bewirken. Aus der Anordnung der kleinsten Teile folgen die gesetzmäßigen, jeder Mineralart eigentümlichen freien Kristallformen, aus ihr mit derselben Notwendigkeit auch die physikalischen Eigenschaften.

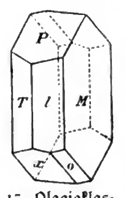


14—16. Orthoklaskristalle.

Es bedarf besonderer Hilfsmittel, diesen Zusammenhang für den Quarz nachzuweisen. Leichter ist es, am Feldspat die Ab-

*) Das Wort ist aus lat. silex „Kiesel" gebildet worden.

hängigkeit physikalischer Eigenschaften von der Kristallisation zu erkennen. Die Untersuchung vollkommen ausgebildeter Feldspat-kristalle zeigt, daß das Mineral dem monoklinen Kristallsystem angehört. Zerschlagen wir einen Kristall, so können wir feststellen, daß die Spaltflächen entweder parallel der Symmetrieebene oder parallel der schiefen Endfläche verlaufen, also aufeinander senkrecht stehen. Dieser Eigenschaft verdankt unser Feldspat den besonderen Namen Orthoklas, d. h. rechtwinklig spaltbarer Feldspat, womit er von jetzt an bezeichnet werden soll. Ihm steht eine ganze Reihe trikliner Feldspatmineralien gegenüber, die man unter dem Namen der Plagioklase, d. h. schiefwinklig spaltbaren Feldspate zusammenfaßt. Sie treten untergeordnet auch im Granit auf, werden aber erst wichtig für andere Gesteine, denen wir bei Heidelberg nicht begegnen.



17. Plagioklas-kristall.

Die Feldspate sind Silikate, d. h. Verbindungen der Kieselsäure SiO_2 mit Metalloxyden, wie z. B. der gewöhnliche Kalk oder Marmor $CaCO_3$ ein Carbonat, d. h. eine Verbindung der Kohlensäure CO_2 mit Calciumoxyd CaO ist. Sie sind aber nicht wie der Kalk einfache Salze, sondern enthalten zwei oder drei Metalloxyde. Gemeinschaftlich ist allen Feldspaten der Gehalt an Tonerde Al_2O_3, dem Oxyd des im Ton enthaltenen Metalls Aluminium. Dazu tritt dann bei den Orthoklasen Kali K_2O, bei den Plagioklasen in wechselnden Verhältnissen Natron Na_2O und Kalkerde CaO.*) Wir sehen, daß sich die kristallographisch verschiedenen Feldspate zugleich auch chemisch unterscheiden: der Orthoklas ist Kalifeldspat, die Plagioklase dagegen sind Kalk-Natronfeldspate.

Das dunkle Mineral, welches wir Glimmer nannten, ist wieder nur ein besonderer Vertreter einer Silikatfamilie, die sich durch gleiche physikalische und kristallographische Eigenschaften auszeichnet. Alle Glimmerarten gehören dem monoklinen Kristallsystem an; sie bilden sechsseitige tafelförmige Kristalle, deren Spaltbarkeit den Tafelflächen parallel geht. Im Zusammenhang mit der Spaltbarkeit steht auch der metall- oder perlmutterartige

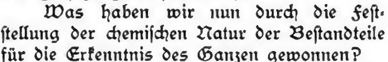
*) Die Zusammensetzung des Orthoklas läßt sich durch die Formel $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6\,SiO_2$ darstellen, die Plagioklase sind Mischungen des reinen Natronfeldspats $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6\,SiO_2$ und des reinen Kalkfeldspats, dem die Formel $CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2\,SiO_2$ zukommt.

Glanz, der dem Glimmer im Volksmunde die Namen Katzensilber, Katzengold eingetragen hat. Der erste Name bezieht sich auf eine silberweiße Glimmerart, der wir auf unserem Wege noch begegnen werden. Den zweiten könnte man auf den dunklen, oft bronzefarbigen Glimmer anwenden, den wir in unserem Granit gefunden haben; man hat ihn dem französischen Physiker Biot zu Ehren **Biotit** genannt. Der Biotit zeichnet sich durch hohen Gehalt an **Eisen** und **Magnesia** aus, die neben **Tonerde** und **Kali** auftreten; vom Eisen rührt besonders die schwarze Farbe des frischen Minerals, aber auch die rote Farbe des Zersetzungsrückstandes her.



18. Tafelförmiger Glimmerkristall aus Norwegen ($^2/_3$ nat. Größe).

Was haben wir nun durch die Feststellung der chemischen Natur der Bestandteile für die Erkenntnis des Ganzen gewonnen?



Wir können das Ergebnis in den einen Satz zusammenfassen: **Der Granit ist ein Silikatgestein.** Die Mineralien, aus denen er besteht, sind außer der Kieselsäure selbst ihre Verbindungen mit Tonerde, Kali, Natron, Kalk, Magnesia und Eisen. Der hohe Gehalt an **freier** Kieselsäure, an **Quarz**, stellt den Granit in die Reihe der **sauren** Silikatgesteine, denen, wie wir später sehen werden, die kieselsäurearmen, metalloxydreichen **basischen** Silikatgesteine gegenüberstehen.

Folgen wir jetzt der Schloßstraße, so erreichen wir erst wieder an der Einmündung des Graimbergweges eine Stelle, die uns als Geologen interessiert. Hier sind es aber nicht Granitfelsen, sondern mächtige Bänke von Buntsandstein, die durch die Weganlage angeschnitten wurden. Wer den Weg durch den Klingenteich aufmerksam betrachtet, weiß, daß schon von unten an Sandstein den Boden bildet; für heute verfolgen wir diese Tatsache nicht weiter, sondern wenden uns der im Gebiet der Schloßruine sich befindenden nächsten Fundstelle des Granits zu.

Wir gehen die rechts vom Eingang in den Schloßhof abwärts führenden Treppen hinunter in den **Schloßgraben**, um alsbald vor einem der geologisch interessantesten Punkte in Heidelbergs nächster Umgebung zu stehen. Gleich am Anfang des Grabens, auf der dem Schlosse zugewandten Seite, sehen wir eine fast senkrechte, efeubewachsene Wand vor uns, die auf den abgerundeten Köpfen von Felsen aufruht. In dem unteren Ge-

stein erkennen wir wieder den Granit. Die darüber befindliche, plumpe Masse aber ist, wie wir bei näherer Betrachtung feststellen, von anderer Art, ein dickbankig geschichtetes Gestein von braunroter, stellenweise grünlicher Färbung, das infolge starker Verwitterung in dünnen Lagen abblättert. Wir erkennen in dem frischeren Anbruch ohne Schwierigkeit rundliche Quarzkörner, stark verwitterten Feldspat und wohl auch Glimmer, alles in eine dunkelrote tonige Masse eingebettet. Dazwischen regellos verteilt nuß- bis faustgroße, eckige Bruchstücke von Granit und Quarz, vor allem aber ein fremdartiges Material von violettroter Farbe in allen möglichen Korngrößen. Zerschlagen wir größere Stücke davon, so erscheinen auf den Bruchflächen dunkle glasartige und hellere verwitterte Stellen, ganz wie sie der Dossenheimer Porphyr bei näherer Betrachtung erkennen läßt. Diese Bruchstücke sind auch in der Tat nichts anderes, und es ist klar, daß das über dem Granit lagernde Gestein der Zerstörung von Granit und Porphyr seine Entstehung verdankt. Schichtung wie Mischung aus allerhand fein- und grobsandigem Material verschiedener Herkunft verraten deutlich die Mitwirkung mechanischer Kräfte: wir haben ein typisches Trümmergestein vor uns.

Wie anders erscheint der Granit! Dieses Gestein ist in frischem Zustand wie aus einem Guß, Kristall schließt sich an Kristall, nirgends ein fremdartiger Körper, der das Kristallgefüge unterbricht! Es ist nicht aus Bruchstücken anderer Gesteine zusammengekittet, sondern wie wir es sehen, so ist es aus der Werkstatt der Natur hervorgegangen. Der Granit ist ein ursprüngliches, primäres, die darüber sich erhebende Wand ein aus der Zerstörung älterer Gesteine hervorgegangenes, sekundäres Gestein.

Wir können, nachdem dieser Unterschied feststeht, noch einen Schritt weitergehen: wir können sogar in einem gewissen Sinne das Alter des geschichteten Gesteins feststellen. Weil es den Granit überlagert und zum großen Teil aus seiner Zerstörung hervorgegangen ist, muß es jünger als dieser sein. Weil es zahllose Trümmer von Porphyr enthält, muß auch dieses Gestein schon vorhanden gewesen sein, als sich die Ablagerung bildete. Umgekehrt muß es älter sein als der Buntsandstein, dessen gewaltige Decke sich über ihm ausbreitet.

Es liegt sehr nahe, diese grobsandigen Trümmermassen als den Anfang der Buntsandsteinbildung zu betrachten. Diese An-



19. Granit und Rotliegendes im Schloßgraben.
Die Schichten des Rotliegenden über den gerundeten Granitfelsen zeigen deutliches Einfallen gegen Westen.

nahme ist aber falsch, und wir werden später die Beweise dafür kennen lernen, daß das Gestein eine vom Buntsandstein ganz unabhängige ältere Bildung ist, die in der Geologie als Rotliegendes bezeichnet wird.

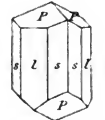
Werfen wir noch einen Blick auf die aus dem Boden hervorragenden Granitmassen, so entdecken wir zwischen stark verwittertem Gestein schmale, annähernd senkrechte Bänder, die fast nur aus Quarz oder Feldspat bestehen. An anderen Stellen finden wir, daß die granitischen Massen ein feineres Korn besitzen wie gewöhnlich und zugleich viel weniger verwittert sind. Diese Bänder werden als Gesteinsgänge bezeichnet; sie sind die Durchschnitte plattenförmiger Gesteinskörper und von jenen ausgedehnten Granitmassen, die gebirgsbildend auftreten und als Granitstöcke bezeichnet werden, wohl zu unterscheiden.

Begeben wir uns jetzt an den kleinen Teich, in dem die Sandsteinfigur des „Christophel" ruht, so sehen wir wieder eine mächtige rote Wand vor uns, und nachdem wir über Gehängeschutt und Laubmassen hinaufgeklettert sind, stellen wir leicht fest, daß hier dasselbe lockere Trümmergestein wie im Schloßgraben ansteht; die charakteristischen Porphyrbruchstücke sind in Menge vorhanden. Zum erstenmal fallen hier dünne Lagen einer harten grauen Masse auf, die dem Gestein eingeschaltet sind. Sie zeigen völlig gleichmäßiges Korn und lassen auf frisch angeschlagenen Flächen winzig kleine glänzende Kriställchen eines grauen Minerals erkennen. Es wird Dolomit genannt; welche Bewandtnis es damit hat, wird sich später aufklären.

Unsere Aufmerksamkeit soll bei diesem ersten Gang besonders dem Granit gelten, und wir haben noch eine Stelle zu besuchen, die manches Neue bietet. Hinter dem Scheffeldenkmal erheben sich wieder Granitfelsen, auch hier überlagert von den Schichten des Rotliegenden. Zwischen dem normalen Granit bemerken wir Gangmassen von verschiedenster Mächtigkeit, von Zentimeterdicke bis zu mehreren Dezimetern. Das Gehänge ist überschüttet mit Bruchstücken in jeder Größe, in denen wir eine Anzahl neuer Mineralien entdecken.

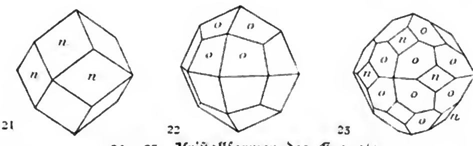
Besonders häufig sind Stücke, die in einer hellen, fast weißen Grundmasse aus Quarz und Feldspat ganze Schwärme von schwarzen Strichen und Punkten eines fremdartigen Minerals enthalten. An größeren Kristallen stellen wir bald fest, daß die rundlich-dreieckigen schwarzen Flecken die Querschnitte scharf ausgebildeter, säulenförmiger Kristalle sind. Nicht selten liegen sie in

Stücke gebrochen in der Quarzfeldspatmasse: ein Beweis, daß sie bereits vorhanden gewesen sein müssen, als die Hauptmasse des Gesteins sich noch in irgend welchem plastischen Zustand befand. Turmalin oder Schörl nennen die Mineralogen diese schwarzen Säulen; sie treten hier nur in den Ganggraniten auf, und wo sie sich einfinden, pflegt der Biotit vollständig zu fehlen.



20. Turmalinkristall.

Dagegen findet sich in denselben Ganggraniten ein lebhaft glänzender silberweißer Glimmer, der Muskovit. Er hat seinen Namen nach den Fundstätten im Ural, also im Moskowiterreich, erhalten, von denen jene großen durchsichtigen und elastischen Tafeln stammen, die zu technischen Zwecken so sehr gesucht sind. Bei einiger Aufmerksamkeit überzeugen wir uns endlich noch vom Vorhandensein winziger rötlicher, scharf ausgebildeter Granaten.



21—23. Kristallformen des Granats.
21 die gewöhnlichste, 22 die am Schloß auftretende Form. 23 eine Kombination beider Formen.

Auch diese drei Mineralien sind Silikate; das wichtigste ist der Muskovit, da er einen wesentlichen Gemengteil des eigentlichen Granits und vieler Ganggranite bildet. Er enthält weder Magnesia noch Eisen, sondern hauptsächlich Kali. Was ihn vor dem Biotit noch besonders unterscheidet und auszeichnet, ist seine außerordentliche Widerstandsfähigkeit gegen Verwitterung. Sie ist die Ursache, daß er sich wie der Quarz immer wieder an der Bildung sekundärer Gesteine beteiligt.

Fassen wir zusammen, was unserer Beobachtung unmittelbar zugänglich war, so können wir sagen: Granit ist ein ganz und gar aus Kristallen von Quarz, Orthoklas und Glimmer aufgebautes Gestein von körniger Struktur und anscheinend ursprünglicher Beschaffenheit. Fügen wir das Ergebnis der chemischen Untersuchung seiner Gemengteile hinzu, so müssen wir sagen: Granit ist ein Silikatgestein mit einem Überschuß von Kieselsäure. Erinnern wir

uns, daß der Granit immer unter jenen roten Massen zum Vorschein kam und daß diese Massen aus zerstörtem Granit und Porphyr zu bestehen scheinen, so ist klar, daß der Granit älter ist als die darüber lagernden Gesteinsmassen, vor allem auch älter als der rote Sandstein, aus dem die Berge zu beiden Seiten des Neckars aufgebaut sind.

Sind aber nun mit diesen Feststellungen die Fragen nach der Herkunft, den Entstehungsbedingungen, der Entstehungszeit des Granits beantwortet?

Es ist klar, daß wir immer noch an der Schwelle der Erkenntnis stehen, und daß die schwierigsten Fragen noch der Lösung harren. Rätselhaft ist noch die Bildungsweise der einzelnen Mineralien, wie des ganzen Gesteins, unerklärt sind die merkwürdigen Gesteinskörper, die die Hauptmasse nach allen Richtungen durchziehen, unbekannt ist die Tiefe, bis zu welcher der Granit hinabreicht, wie die horizontale Verbreitung. Es ist notwendig, daß wir unsere Erfahrungen erweitern, daß wir anderswo ähnlich zusammengesetzte Gesteine aufsuchen, um aus der Vergleichung zahlreicher Beobachtungen weitere Schlüsse zu ziehen.

Am einfachsten wäre ohne Zweifel die Frage nach der oberflächlichen, oder wie wir auch sagen könnten, der geographischen Verbreitung des Granits zu beantworten. Wir brauchten nur planmäßig alle Täler des Odenwaldes zu durchwandern, alle Höhen zu untersuchen, und was wir beobachtet haben, in eine Karte einzutragen, so gewännen wir ein Bild von der Verbreitung des Granits. Würden wir auch auf die anderen Gesteine achten und sie durch verschiedene Farben oder Zeichen unterscheiden, so hätten wir, wenn auch nur in rohen Anfängen, eine geologische Karte hergestellt.

Durch den Fleiß der Geologen sind wir dieser Mühe enthoben. Wir können aus den von den geologischen Landesanstalten herausgegebenen Spezialkarten oder aus geologischen Karten kleineren Maßstabes die Gebiete, die der Granit einnimmt, leichter und mit weniger Zeitaufwand kennen lernen, als wenn wir uns aufs Geratewohl selbst auf die Suche begeben wollten. Wertvoll und lehrreich ist es aber auf alle Fälle, die Angaben der Karte für ein kleineres Gebiet nachzuprüfen, besonders darum, weil erst ein solcher Versuch zeigt, wie groß die Schwierigkeiten sind, die sich dem Ungeübten bei solchen Aufgaben entgegenstellen.

Wir wissen bereits, daß die Granitfelsen zu beiden Seiten des Neckars das südlichste Vorkommen von Granit im Odenwald

bilden. Hätte der Neckar seinen Weg etwas weiter südlich, etwa von Neckargemünd über Bammental und Schatthausen nach Wiesloch genommen, also in der Verlängerung seines von Eberbach an südwestlich gerichteten Laufs, so wäre uns dieses Vorkommen von Granit unter dem Sandstein völlig unbekannt geblieben. Nur dem Umstand, daß der Neckar sich bei Heidelberg tief zwischen die Sandsteinberge eingegraben hat, verdanken wir diesen Einblick in die Beschaffenheit des Erdinnern. Denken wir uns

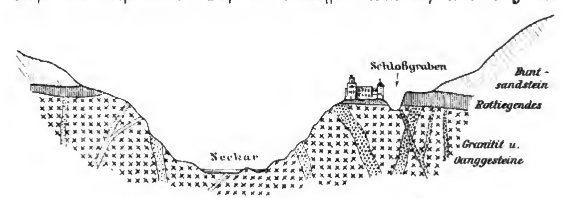


24. Granitfelsen im Neckar unterhalb der Stiftsmühle.
Die Berge im Hintergrunde bestehen aus Buntsandstein.

das Gebirge senkrecht zur Richtung des Neckars durchschnitten, — solche Durchschnitte oder „Profile" sind die wichtigste Ergänzung der geologischen Karten — so ergibt sich etwa das umstehende Bild. Von der Sohle des Tales, die 100 Meter über dem Meere liegt, reicht der Granit bis zur Höhe von 200—250 Metern, selten höher hinauf; auf die wenig mächtigen Schichten des Rotliegenden folgt der Sandstein, der bis zum Gipfel des Königstuhls reicht, also eine 250—300 Meter mächtige Masse darstellt. In ähnlicher Weise hat der Laxbach oberhalb Heddesbach in

200 Metern Höhe, der Hilsbach bei Wilhelmsfeld in 300 Metern Höhe den Granit unter dem Sandstein bloßgelegt. Nur wenige Kilometer weiter nördlich erreichen wir das zusammenhängende Gebiet kristalliner Gesteine, das sich vom Schriesheimer Tal an die ganze Bergstraße hinab bis nach Darmstadt erstreckt, und langsam gegen Osten breiter werdend überall wieder von den Sandsteinmassen überdeckt wird. Wie aber in den Talsohlen die einzelnen Granitvorkommen die Verbreitung dieses Gesteins in größerer Tiefe beweisen, so verraten die inselartig der zusammenhängenden Sandsteindecke vorgelagerten Sandsteinkuppen die einstige größere Ausdehnung der Decke.

Wir gewinnen die Überzeugung, daß wir überall in größerer Tiefe die kristallinen Gesteine antreffen würden, und daß die



25. Schematisches Profil quer durchs Neckartal.

Grenzfläche zwischen beiden zugleich zwei völlig verschiedene Gesteinstypen trennt: das kristalline Grundgebirge, das Fundament, das in unbekannte Tiefen hinabreicht, und das geschichtete Deckgebirge, das von den Wasserläufen mehr oder weniger tief zerschnitten oder völlig abgetragen wurde. Daß die Grenzfläche keine ganz ebene ist, lehrt schon die vom Neckar angeschnittene Granitpartie, da sie bei Ziegelhausen unter der Talsohle verschwindet: der Neckar hat hier einen alten Granitberg durchschnitten. Daß sie aber auch nicht so wie wir es heute im vorderen Odenwald beobachten, in ein Gewirr von Bergkuppen und Tälchen aufgelöst war, zeigt der im ganzen gleichmäßig ebene Verlauf der Grenze zwischen Grund- und Deckgebirge.

Die Berge und Täler des heutigen Odenwaldes sind, mit geologischem Zeitmaß gemessen, ganz junge Gebilde, ihre Formen das Ergebnis der in den jüngsten geologischen Epochen zerstörend einsetzenden Tätigkeit

des Wassers. Wollen wir daher durch Ausflüge in die weitere Umgebung die geologische Geschichte unseres Gebiets kennen lernen, so müssen wir zunächst von allen Erscheinungen absehen, die der jüngeren und jüngsten geologischen Vergangenheit angehören. Wir müssen uns klar machen, daß es sich vorläufig nicht um unsere Berge und Täler handelt, sondern nur um die Gesteine, aus denen sie sich zusammensetzen, in deren Verbreitung uns die Felswände der Berge, die Einschnitte der Täler mehr oder



26. Blick auf die Terrasse des Wolfsbrunnenwegs
mit dem Steilabfall im Granit unterhalb der Teufelskanzel. Im Hintergrund der Heiligenberg.

minder tiefe Einblicke gewähren. Wir müssen die Haupttypen der Gesteine, die im Odenwald auftreten, nach ihrer Entstehungsart zu deuten, nach ihrer zeitlichen Aufeinanderfolge zu ordnen versuchen, um von der ältesten für uns erreichbaren geologischen Vergangenheit die Schicksale unserer oberrheinischen Heimat bis auf die heutige Zeit zu verfolgen.

Dadurch ist die natürliche Folge unserer weiteren Exkursionen festgelegt: wir beginnen im Norden, wo das Grundgebirge auf weite Strecken entblößt ist, und durchwandern das Gebirge durch immer jüngere Glieder des Deckgebirges hindurch nach Süden;

wir treten über den Rand des Gebirges in die Tiefebene über und verfolgen auch ihre Schicksale mit denen des Gebirgslandes bis auf die Gegenwart.

Den heutigen Ausflug beschließen wir, indem wir unter dem Sanatorium vorbei nach dem Wolfsbrunnenweg gehen.

Hier ist es schwer, die Spuren des Rotliegenden weiter zu verfolgen, denn die Vegetation verbirgt uns meist den Anblick des Bodens, und wir wagen nicht zu entscheiden, ob die Ackererde dem Granit oder dem Rotliegenden entstammt. Wo aber der Boden eine hellrote Farbe annimmt und feinsandig wird, haben wir unzweifelhaft das Gebiet des Buntsandsteins erreicht. Das ist überall zur rechten Seite des Wolfsbrunnenwegs der Fall; aber auch die schwachgeneigte, Obstgärten und Wiesen tragende Terrasse, die sich zwischen dem mit Nadelholz bestandenen Abhang des Königstuhls und dem Steilabsturz der Granitfelsen einschiebt, gehört schon dem Sandstein an.

Wer ist nicht schon auf diesem bequemen, aussichtsreichen Weg nach dem Wolfsbrunnen und hinab zum Jägerhaus gegangen? Und doch haben gewiß die wenigsten sich darüber Gedanken gemacht, warum gerade in dieser Höhe ein Streifen Ackerland sich zwischen den Wald einschiebt, oder jenseits ein ganzer wohlangebauter Berg von 200—230 Metern Höhe sich dem eigentlichen Gebirge vorlegt. Nun ist uns klar, daß gerade der Wechsel des Gesteins die Ursache der Terrassenbildung ist. Der Fluß konnte sich in dem hartem Granit nur ein enges Bett graben, und durch die Abwaschung mußte in dem weicheren Sandstein und Rotliegenden das Gehänge immer weiter rückwärts verlegt werden. Dem Wechsel im Gestein und den sanfteren Böschungen entspricht aber auch ein Wechsel der Pflanzendecke, eine verschiedene Ausnutzung des Geländes für die Bedürfnisse des Menschen.

Wir treten nun den Heimweg an, indem wir nach dem Rand der Terrasse zur Teufelskanzel absteigen und das herrliche Bild betrachten, das im Glanze der Abendsonne daliegt: zu unseren Füßen die eilenden Wellen des Flusses, gegenüber unter dem Schatten alter Bäume Stift Neuburg mit der Stiftsmühle, flußaufwärts die freundlichen Häuserreihen von Ziegelhausen und dahinter die blauen Berge. Ein steiler Zickzackweg führt durch den Granit hinab zur Landstraße, und bis zum Karlstor begleiten uns die steilen Felswände, die dem Ausgang des Neckartals seinen eigentümlichen Reiz verleihen.[4]

III. Der kristalline Odenwald.

Ausflug nach Weinheim.

Beobachtungen von der Bahn aus. Eintritt in das Durchbruchstal der Weschnitz. Granitit, Hornblendegranit, Diorit; Aplit und Pegmatit, Glimmerminette. Mineralogischer und chemischer Charakter der beobachteten Gesteine. Apatit als Nebengemengteil. Beschaffenheit und Bildungsweise der vulkanischen Gesteine. Übereinstimmung ihrer chemischen Zusammensetzung mit der der kristallinen Gesteine. Ursachen der porphyrischen Struktur. Ausbildung vollkristalliner Tiefengesteine.

Alte Flußgerölle, Sand, Lehm und Löß bei Birkenau. Kristalline Schiefer und Gesteinsgänge im Kallstädter Tal. Ursachen der Bildung metamorpher Gesteine. Zusammenhang mit dem Rheinischen Schiefergebirge. Vorläufige Altersbestimmung des kristallinen Odenwalds. — Porphyrtuff und schlackiger Porphyr am Südabhang des Wachenbergs. Die großen Brüche auf der Nordseite. Graniteinschlüsse, säulige Absonderung, Fluidalstruktur. Stiel- und Deckenporphyr.

Ein Ausflug nach Weinheim und ins Birkenauer Tal soll unser nächstes Ziel sein; er läßt sich in einem Nachmittag ohne Schwierigkeit ausführen.

Haben wir das Gebiet des Heidelberger Bahnhofs und der Fabriken verlassen, so wird vom Zuge aus der Gebirgsrand bis nach Schriesheim sichtbar, jedem Reisenden auffallend durch die lebhaft aus dem Waldesgrün hervorleuchtenden gelben Porphyrbrüche hinter Dossenheim und hoch oben am Ölberg. Endlos dehnt sich vor unseren Augen das Ackerland in der obstreichen Ebene; erst westlich und südlich der Station Friedrichsfeld wird Föhrenwald sichtbar, ein untrügliches Zeichen, daß dort loser Sand statt fruchtbarer Erde den Boden bildet.

Wir überschreiten bei dem turmgeschmückten Ladenburg den Neckar mit seinem breiten Vorland und befinden uns nach Verlassen der Station dem Einschnitt des Schriesheimer Tals gegenüber. Während wir uns dem Gebirge nähern und die Abdachung des Odenwalds nach Süden mehr und mehr sich den Blicken entzieht, treten die Höhen nördlich vom Ölberg hervor: die Hohe Waid bei Leutershausen, weiter nördlich die niederen Bergzüge hinter Großsachsen und Lützelsachen mit ihren reben- und obstreichen Vorhügeln. Das ist jenes vielgefeierte Gebiet der „Berg-

straße", das als deutliche Geländestufe gegen Weinheim hin besonders schön ausgebildet ist. Die Burg Windeck wird sichtbar, dahinter der mächtige Wachenberg; wir haben unser Ziel erreicht und beginnen die Wanderung.

Gehen wir in der Richtung der Bahnlinie weiter, so erreichen wir die Weschnitz, der wir sogleich durch hübsche Anlagen folgen. Die Berge vor uns zur Linken tragen bis weit hinauf Reben, nach rechts ist die Aussicht durch Gebäude versperrt. Nachdem



27. Einmündung der Grundelbach in die Weschnitz.

wir aber über einen hohen eisernen Steg auf die andere Seite des Flüßchens gegangen sind, taucht gerade vor uns, beim Austritt der Weschnitz aus der Talenge, der turmähnliche Getreidespeicher der Hildebrandtschen Mühle auf, und bei der nächsten Brücke vor der alten Peterskirche grüßt von Süden über die Dächer hinweg die uns schon bekannte niedere Kuppe, die die Burg Windeck trägt. Hier mündet auch die Grundelbach ein, jener stärkste Zufluß der Weschnitz, der das Gorxheimer Tal bildet und den Wachenberg im Süden und Westen umfaßt.

Bald beobachten wir links an der Straße, hinter den Häusern, die der Mühle gegenüber liegen, Anschnitte von Felsen. Nach ihrer Farbe und regellosen Zerklüftung müssen wir sie für Granit halten. Die Felswände rücken hier so dicht an das Bett der Weschnitz heran, daß man die Bahnlinie Weinheim-Fürth lieber in einem Tunnel durch die Felsen als um sie herumgeführt hat. Am Tunnelausgang liegt die Haltestelle Weinheim-Tal, zu der ein Weg durch den Granit hinaufführt. Cyklopisches Mauerwerk stützt den Bahndamm und leitet zur ersten großen Überbrückung der Straße und der Weschnitz. Immer mächtiger steigen die Felsen an, bald in scharfkantige Blöcke zerklüftet, bald mit glatten, fast senkrechten Wänden. Einige Schritte weiter — vor uns stürzt die Weschnitz in weißen Strudeln über eine mit Blöcken gepflasterte Stromschnelle hinab — und wir stehen am ersten der Steinbrüche, die wir besuchen wollen.

Der Granit, der hier gewonnen wird, findet als Mauerstein oder Straßenschotter Verwendung, da ihn sein ungleichmäßiger Bruch für Pflastersteine ungeeignet macht. Im ganzen hat das frische Gestein eine rötlichgraue Farbe. Genauere Betrachtung läßt die einzelnen Gemengteile erkennen: rötlichen bis weißen und bläulichgrauen Feldspat, grauen bis grünlichen, glasigen Quarz, dazwischen überall verteilt, doch selten in größeren Blättchen, den dunklen Glimmer. Dieses eigentümliche Auftreten des Glimmers bewirkt, daß das Gestein einen wirren, unruhigen Gesamteindruck macht, der zu dem des körnigen Heidelberger Granits einen deutlichen Gegensatz bildet. Bevor wir den Steinbruch verlassen, werfen wir noch einen Blick auf die blaßgelbe, mehrere Meter mächtige, senkrecht angeschnittene Erdschicht, die den Granit überlagert. Sie besteht in ihrem unteren Teile aus Sand und Geröllen, weiter oben aus einer feinsandigen gelben Erde, die als Löß bezeichnet wird. Da wir solche Massen bei Birkenau aus nächster Nähe besichtigen können, soll hier nicht weiter auf die Natur dieser Bildung eingegangen werden.

Gleich hinter dem ersten folgt, etwas weiter zurückliegend, ein zweiter, nicht so breiter, aber höherer Granitbruch; er gibt uns zu neuen Beobachtungen Gelegenheit.

Durchmustern wir die umherliegenden Blöcke, so finden wir bald, daß der Bruch zwei verschiedene Gesteine liefert, einen bläulichgrauen Granit und ein granitartiges Gestein, das sich durch auffallend große, weiße und rötliche Flecken auszeichnet.

Der bläulichgraue Granit stimmt seiner ganzen verworrenen

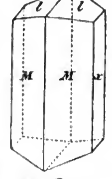


28. Granitbruch im Birkenauer Tal. Rechts oben Löß, darunter Flußschotter.

Struktur nach so genau mit dem rötlichen des ersten Steinbruchs überein, daß wir ihn kaum für ein anderes Gestein halten können. Woher kommt aber dann die Verschiedenheit der Farbe?

Wir vergleichen zwei Handstücke und erkennen leicht, daß es der Feldspat ist, der hier die bläuliche, dort die rötliche Gesamtfarbe des Gesteins bedingt. Beachten wir, daß in dem Granit des ersten Steinbruchs neben dem rötlichen auch der graue und bläuliche Feldspat vorkommt, so liegt die Vermutung nahe, daß die Änderung der Farbe eine beginnende Zersetzung andeutet, daß also das bläulichgraue Gestein frischer ist als das zuerst beobachtete.

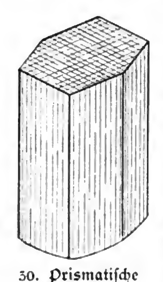
Betrachten wir jetzt das andere Gestein näher, das hier gebrochen wird — es ist links am Eingang des Steinbruchs sehr schön anstehend zu beobachten — so überzeugen wir uns beim Anblick der glatten Spaltflächen an den hellen Flecken leicht, daß wir große Orthoklaszwillinge*) vor uns haben, die in der Gesamtmasse regellos verteilt sind. Die Kristalle haben durchschnittlich Nußgröße und heben sich von der mittel- bis kleinkörnigen Grundmasse um so schärfer ab, als hier die dunklen Gemengteile zu überwiegen beginnen. Zwar grauer glasglänzender Quarz und mattgraue bis weißliche Feldspatkörner mit ganz undeutlich gewordener Spaltung finden sich auch hier wieder reichlich, aber zu dem dunklen Biotit gesellt sich ein vierter wesentlicher Gemengteil in Form von Körnern oder kurzen Säulen von schwarzer Farbe. Es ist nicht schwer, das Mineral von dem schuppigen Glimmer zu unterscheiden, denn nicht nur seine Form, sondern auch seine feinfaserige, rissige Oberfläche und das mattere Schwarz mit seinem von der Struktur bedingten seidenartigen Schimmer stehen in deutlichem Gegensatz zu den glatten, lebhaft glänzenden, tiefschwarzen Flächen der Biotitkristalle. Das neue Mineral heißt Hornblende oder Amphibol, und die Granitvarietät, die wir vor uns haben, wird wegen dieses charakteristischen Gemengteils als Amphibolgranit bezeichnet. Auch die Hornblende ist — wir erwarten es schon nicht anders — ein Silikat, und zwar der häufigste Vertreter einer höchst wichtigen und verbreiteten Gruppe von Silikaten, die als Pyroxen-Amphibolgruppe bezeichnet zu werden pflegt.



29. Hornblendekristall.

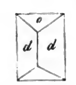
*) Figur 16 S. 19 stellt einen solchen Kristallzwilling dar.

Wenige Bemerkungen über das Mineral, wie es uns vorliegt, müssen genügen. Die Säulen entsprechen der so häufigen prismatischen Ausbildung monokliner Kristalle. An Querschnitten erscheint oft die Gestalt des Sechsecks, weil auch hier die spitzen, seitlichen Prismenkanten durch zwei der Symmetrieebene parallele Flächen ersetzt sind. Charakteristisch ist die Art der Spaltbarkeit — sie verläuft parallel den Flächen des Prismas, die Hornblende ist also „nach dem Prisma spaltbar". Darum bewirken die Spaltrisse auf den Flächen der Prismenzone feine parallele Systeme von Linien: hierin haben wir die Ursache des schimmernden Glanzes zu suchen. Die schwarze Farbe verrät die Anwesenheit von Eisen und Magnesia, dazu kommen Kalk und Tonerde als weitere wesentliche Bestandteile des Silikats. Auf eine chemische Formel, die die Zusammensetzung genauer angäbe, können wir verzichten.



30. Prismatische Spaltbarkeit der Hornblende.

Geduldiges Suchen läßt uns auch wohl ein fünftes Mineral entdecken, das hier meist nur in kleinen, in anderen Hornblendegraniten (z. B. in der Umgebung von Heppenheim) in 3—4 mm großen, stets scharf ausgebildeten Kristallen auftritt: den **Titanit**.



31. Titanitkristall.

Wer die diamantglänzenden, dunkelbraunroten Kristalle einmal gesehen hat, wird sie kaum mehr mit anderen verwechseln, so charakteristisch ist ihre Form, die ein flaches, nach allen Seiten abgeschrägtes Dach oder im Grundriß die Zeichnung eines Briefumschlags darstellt. Chemisch interessant sind die Kristalle dadurch, daß sie, wie der Name schon andeutet, Titansäure enthalten, also nicht reine Silikate sind; ihre Zusammensetzung wird durch die Formel $TiO_2 . SiO_2 . CaO$ dargestellt.

Nachdem wir so die beiden Hauptgesteine dieses Aufschlusses kennen gelernt haben, richten wir unsere Aufmerksamkeit auf die Entdeckung weiterer Vorkommnisse. Es fällt nicht schwer, unter dem Abraum oder an frisch gesprengten Blöcken neue Funde zu machen. Wir sehen bis handbreite Gänge aus überwiegender Quarzmasse oder grobkristallinem Orthoklas mit Glimmertafeln von entsprechender Größe: also jene Ganggesteine, die uns schon am Heidelberger Schloß entgegengetreten waren. Dann aber

auch in meist stark verwittertem Zustand Stücke eines schwarzbraunen oder grünlichschwarzen Gesteins, in dessen feinkörniger Grundmasse fast nur die zahllosen Biotitflitter an ihrem metallischen Glanz noch deutlich zu erkennen sind. Auch dieses Gestein, das uns zum erstenmal begegnet, tritt gangförmig auf; es wird als Glimmer-Minette bezeichnet. Wie die Pegmatite durch das Vorherrschen der hellen, so zeichnet sich dieses Gestein durch das Überwiegen der dunklen Gemengteile aus: eine Erscheinung, auf die später zurückgekommen werden soll.

Im Weitergehen werfen wir den ersten Blick hinauf zu den terrassenförmig angelegten Porphyrbrüchen des Wachenbergs, die wir zuletzt besuchen wollen, und bevor wir den nächsten Bahnviadukt erreichen, können wir in einem verlassenen Steinbruch noch einmal aufs schönste den herrschenden Hornblendegranit in inniger Durchdringung mit dem gewöhnlichen Biotitgranit beobachten. Auf dem Bahndamm zwischen Viadukt und zweitem Tunnel liegen auch schon in Menge schwarzgraue bis fast schwarze Stücke von Diorit, dem letzten kristallinisch-körnigen Gestein, das wir auf diesem Ausflug kennen lernen. Meistens sind die Gemengteile so feinkörnig, daß man die gleichfarbigen nur noch schwer voneinander unterscheiden kann. Doch läßt sich bei aufmerksamer Prüfung feststellen, daß der schwarze Gemengteil weit überwiegend Hornblende, der graue Feldspat ist. Glimmer und Quarz treten gegen diese beiden Mineralien auffallend zurück. Dazu kommt ein weiterer Unterschied gegen den Granit, der sich dem unbewaffneten Auge allerdings entzieht: Der Feldspat im Diorit ist nicht Orthoklas, sondern Plagioklas. Schon im Hornblendegranit ist er neben Orthoklas in erheblicher Menge vorhanden, im Diorit aber wird er zum herrschenden Gemengteil, durch den das Gestein charakterisiert wird. Die Kombination Plagioklas-Hornblende kennzeichnet den Diorit, Quarz und Biotit (aber niemals Muskovit) können daneben auftreten und bestimmen die Varietäten des Quarzdiorits und Quarzglimmerdiorits. Umgekehrt ist die Kombination Quarz-Orthoklas-Glimmer bestimmend für den Granit, während Plagioklas darin nur untergeordnet auftritt. Auch die Kombination Orthoklas-Hornblende bildet ein Gestein, den Syenit. Dieser kommt im Odenwald aber kaum vor; was man nach alter Gewohnheit in der Steinindustrie als Syenit bezeichnet, sind die Diorite und dunklen Hornblendegranite.

Steinbrüche im Diorit könnten wir gleich jetzt besichtigen,

wenn wir vor der Fuchsschen Mühle beim Schwimmbad die Weschnitz überschreiten würden. Wenige Schritte aufwärts sind nebeneinander mehrere Brüche angelegt, deren blaugraues Gestein zu vorzüglichem Pflaster verarbeitet wird. Da wir auf dem Rückweg ohnehin hier vorüberkommen, bleiben wir auf der Straße uud verfolgen die Gesteine längs der Bahnlinie, wo mehr und mehr die schwarze Farbe herrschend wird.

Blicken wir etwa bei der Steinbrücke an der Feilenfabrik zurück, so erscheint jetzt der Wachenberg als mächtige Mauer, überschüttet von den riesigen Schutthalden des Steinbruchbetriebs; der Weschnitz entlang zieht sich ein niedriger Ausläufer des Wachenbergs im Bogen nach Norden und bildet den ersten Querriegel, den die Weschnitz durchnagen mußte, um aus dem Kessel von Birkenau in die Ebene hinauszukommen.

Ein gelber Streifen von Löß mit senkrechtem Abfall leuchtet jenseits der Talwiese aus dem Wald hervor, leicht unterscheidbar von dem braunen Verwitterungslehm in der Nähe. Tief hat sich die Weschnitz ihr felsiges Bett gegraben. Um einen Bergvorsprung herum, durch den ein Bahneinschnitt führt, der von hoher Bogenbrücke überspannt wird, erreicht die Straße bald wieder die Bahnlinie, wir passieren die erste Mühle auf hessischem Boden. Kurz vor der Grenze überschreiten wir die Bahn, um einen Steinbruch zu besichtigen, der noch einmal unser ganzes Interesse in Anspruch nimmt.

Schon von ferne erkennen wir, daß hier zwei völlig verschiedene Gesteine durcheinander gemengt sind: blaugrauer Diorit ist durchzogen von einem Gewirr von breiten Gängen und schmalen Adern einer blaßrötlichen oder fast weißen Masse, die sich bei näherer Betrachtung als jenes vielgestaltige, vom feinsten Korn bis zu großkristalliner Ausbildung wechselnde Gestein darstellt, das im ersten Fall als Aplit, im andern als Pegmatit bezeichnet wird. Der Pegmatit ist eine wahre Fundgrube schöner Mineralien. Schneeweißer Orthoklas mit muschelig brechendem, durchscheinend grauem Quarz sind die herrschenden Bestandteile. Aber dazu gesellt sich fast immer Muskovit in prächtigen dicken Tafeln, silber- und perlmutterglänzend, in verwitterndem Zustand eigentümlich blaugrün gefärbt, d. h. in ein anderes Mineral (Chlorit) verwandelt und die Umgebung mitfärbend; oder es gesellen sich Granaten in scharf ausgeprägten Kristallen (vgl. Figur 22 u. 23) bis zur Größe von Kirschkernen, in anderen Fällen schwarze Turmaline den genannten Mineralien bei. Selten ist der

Epidot, ein bisher von uns noch nicht beobachtetes Silikat, das an den glänzenden, hell- bis dunkelolivengrünen, stengeligen Kristallen leicht zu erkennen ist, häufiger aber in Form von Adern und Schnüren oder Überzügen in den stärker verwitterten roten Partien des Gesteins auftritt. Und schließlich machen wir mit



32. Felsiges Weschnitzbett im Birkenauer Tal.

goldglänzenden, rotbraun verwitternden Würfeln oder unregelmäßig begrenzten Einsprenglingen von Schwefelkies Bekanntschaft, die uns wie Fremdlinge in der übrigen Mineralgesellschaft erscheinen. Nehmen wir noch die Gemengteile des Diorits hinzu, Plagioklas und Hornblende, Biotit und Quarz, und beachten wir, daß auch Hornblendegranit in grobkörniger Ausbildung

mit dem Diorit wechselt, so finden wir hier so ziemlich alle Mineralien beisammen, die uns bisher in den kristallinen Gesteinen entgegengetreten sind.

Wesentlich Neues würden wir auch nicht finden, wenn wir den ganzen Odenwald nach kristallinen Gesteinen durchforschen würden; nur im Norden, in der Umgebung des Frankensteins, stellt sich noch ein anders zusammengesetztes Gestein ein, der Gabbro, der neben und an Stelle der Hornblende Diallag, ein Glied der der Hornblende nahestehenden Pyroxengruppe enthält. Und wie im Odenwald, so liegen die Verhältnisse im großen und ganzen in allen kristallinen Massengebirgen. Die ganze Mannigfaltigkeit der kristallinen Gesteine beruht auf der verschiedenartigen Korngröße, Anordnung, Färbung, auf dem relativen Mengenverhältnis und den verschiedenen Kombinationen dieser und einiger wenigen anderen Gemengteile: es sind, um ein musikalisches Bild zu gebrauchen, Variationen über dasselbe Thema, die uns in den kristallinen Gesteinen vorliegen.

Am deutlichsten kommen diese Tatsachen in den chemischen Analysen der beobachteten Gesteine zum Ausdruck, die wir den Erläuterungen zum Blatt Birkenau entnehmen können.*)

Gestein	SiO_2 (TiO_2)	Al_2O_3	Fe_2O_3 FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3
1. Granitit E 33 I**) . .	70	15	2,5	1	2	2	5	0,7	0,9
2. Hornblendegranitit E 29 I	60	18	5,5	2	4	5	3	0,6	0,3
3. Quarzdiorit E 26 III .	58	16	7	3	6	3	3	1,8	0,8
4. Diorit E 26 V	48	13	16	6	9	4	2	1	0,3
5. Gabbro v. Lindenfels .	45	20	13	6	10	4	1	0,2	—
6. Aplit v. Großsachsen . .	76	13	1,5	0,2	0,5	3	4	—	—
7. Minette	50	15	8	7,5	6,5	2	4	—	—
Mittelwert	58	15,7	7,6	3,2	5,4	3,3	3,1	—	—
Mittelwert v. Clarke . .	58,6	15	7,5	4,5	5,3	2,9	3,2	—	—

*) Die Zahlen sind, wo es anging, auf Ganze abgerundet; die Titansäure, die kaum 1% erreicht, mit SiO_2 vereinigt; der Gehalt an chemisch gebundenem Wasser, der 1—2% beträgt, vernachlässigt.

**) Granitit und Hornblendegranitit sind die Spezialnamen für die Granite, welche nur Biotit, nicht auch Muskovit enthalten. Unter 6 ist der Mittelwert der Analysen E 38 III, IV gegeben, Analyse 5 ist Rosenbuschs Elementen der Gesteinslehre S. 151 entnommen, Analyse 7 ist das Mittel aus den ersten 10 Analysen bei Rosenbusch E. d. G. S. 226, der Mittelwert von Clarke (vgl. den Text) bei Rosenbusch E. d. G. S. 12, 13.

Man erkennt hier zahlenmäßig genau, wie mit dem Wechsel in der mineralischen Zusammensetzung vom Granitit bis zum Gabbro Kieselsäure und Kali (Orthoklas!) abnehmen, Eisen, Magnesia und Kalk zunehmen, Tonerde und Natron in engeren Grenzen schwanken; wie der von farbigen Gemengteilen fast freie Aplit noch „saurer“ als der Granitit ist, während die „basische“ Minette ihren Reichtum an Biotit durch die Zahlen für Eisen, Magnesia und Kalk verrät.

Die beiden letzten Kolumnen geben den Gehalt der Gesteine an zwei Elementen, Phosphor und Schwefel, die für die Charakterisierung der einzelnen Gesteinstypen zwar unwesentlich sind, da sie in unerheblichen Mengen in allen Gesteinen vorkommen, aber um so mehr Bedeutung für die organische Schöpfung, für das Leben auf der Erde haben. Denn die Pflanzen bedürfen zur Eiweißbildung bekanntlich geringer Mengen von Phosphor und Schwefel, die ihnen der Boden liefern muß, und von den Pflanzen stammt wieder in letzter Linie der Phosphor, der im Blut und in den Geweben unseres Körpers enthalten ist und einen so wesentlichen Bestandteil unserer Knochen ausmacht.

In welcher Form ist aber nun der Phosphor in den Gesteinen enthalten, da er doch bei keinem der bisher beobachteten Mineralien erwähnt worden ist? Er bildet in der Tat nicht etwa einen bisher vernachlässigten Bestandteil dieser Mineralien, sondern rührt von mikroskopisch kleinen Kriställchen des Apatits oder phosphorsauren Kalks her, die in den übrigen, besonders den farbigen Gemengteilen stecken und nur selten so groß werden, daß sie mit freiem Auge wahrgenommen werden können. Wir erhalten eine Vorstellung von ihrem Auftreten, wenn wir einen der großen Orthoklase des Amphibolgranits genauer betrachten: wie diese fast immer kleine Hornblende- und Biotitkristalle enthalten, so stecken auch die Apatitkristalle, kleine hexagonale Prismen, und noch andere mikroskopische „Nebengemengteile“ in den mit freiem Auge erkennbaren Hauptgemengteilen.

33. Apatitkristall.

Nachdem jetzt die Grenzen festgestellt sind, innerhalb deren der stoffliche Bestand der kristallinen Massengesteine schwankt, können wir der Frage nach ihrer Entstehung nicht länger ausweichen.

Drei Wege könnten versucht werden, um in das Geheimnis einzudringen: die direkte Beobachtung ihrer Bildung in der Natur,

die Feststellung ihrer Entstehungsbedingungen durch theoretische Erwägungen, die experimentelle Nachbildung der Mineralien und Gesteine im Laboratorium. Sehen wir zu, wie weit wir auf jedem dieser Wege gelangen.

Stellt man die Frage, ob die Bildung von Gesteinen von der Art des Granits heute noch beobachtet werden kann, so lautet die Antwort: nein, wenn wir eine vollkommene Übereinstimmung nach der chemischen Zusammensetzung, dem Mineralbestand und der Struktur verlangen. Sie lautet aber ja, wenn wir von dem letzten Punkt absehen, wenn wir nur gleiche chemische Beschaffenheit als Bedingung setzen. Solche Gesteine, die zwar nicht der Struktur, wohl aber der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung nach ein vollkommenes Abbild der kristallinen Massengesteine darstellen, sind die aus Vulkanen in geschmolzenem Zustand ausströmenden Gesteine, die den Gesamtnamen „Lava" führen. Mit ihnen müssen wir uns etwas näher beschäftigen.

Wenig ist über die chemische Zusammensetzung dieser Silikatschmelzen noch zu sagen. Die Grenzen, zwischen denen der Gehalt an Kieselsäure und Metalloxyden schwankt, sind begreiflicherweise bei Berücksichtigung zahlreicherer Gesteinsarten weiter als in der oben mitgeteilten Tabelle. Aber wie nahe dem Mittelwert aus den im Birkenauer Tal auftretenden Gesteinen die durchschnittliche Zusammensetzung aller vulkanischen Gesteine der Erde ist, zeigt in überraschender Weise der an letzter Stelle mitgeteilte, aus 880 Analysen der verschiedensten Massen- und vulkanischen Gesteine gewonnene Mittelwert von Clarke.

Wie der Granit und die verwandten Gesteine in unbekannte Tiefe hinabreichen, so kommen die Laven in geschmolzenem, zäh- oder leichtflüssigem Zustand aus unbekannter Tiefe herauf, indem sie die überlagernden älteren Gesteine zerreißen und auf den dadurch entstandenen, mehr oder weniger verzweigten Kanälen und Spalten empordringen. In dieser Hinsicht können die Aplite in dem Diorit geradezu als ein Musterbeispiel für die den vulkanischen Gesteinen eigenen Verbandsverhältnisse gelten: sie sind das jüngere Gestein, das den älteren Diorit zerrissen und durchsetzt hat und in den Spalten erstarrt ist. Ebenso sind die verschiedenen Ganggranite, Minetten usw. als erstarrte Nachschübe feurigflüssigen Gesteinsmaterials zu betrachten, das in den Spalten empordringen konnte, die infolge der Volumverminderung der

Gesteine bei der Abkühlung oder aus irgend welchen andern Ursachen sich gebildet hatten.

Die genaue Untersuchung und Vergleichung der im Odenwald auftretenden kristallinen Gesteine hat aber noch viel weitreichendere Ergebnisse zutage gefördert. Es hat sich gezeigt, daß der Diorit von allen Gesteinen das älteste ist, da er vom Amphibolgranit und vom Granitit durchsetzt wird, während diese Gesteine Einschlüsse von Diorit enthalten, und daß wieder der Granitit in derselben Weise den Hornblendegranit durchbricht und umschließt, also das jüngste der Massengesteine darstellt, eine



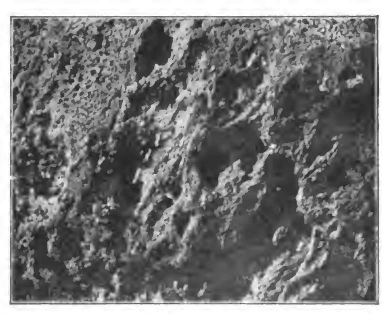
34. Diorit, von Granit durchadert.
Schönberg an der Bergstraße.

merkwürdige Analogie zu der Tatsache, daß die dunklen Gemengteile früher als die hellen, d. h. die basischen Mineralien vor den kieselsäurereichen sich auszuscheiden pflegen.

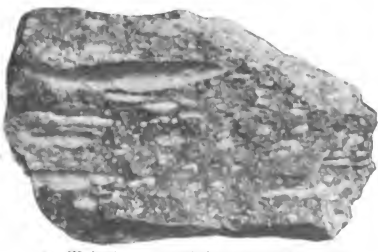
Überlegen wir uns, daß diese Vorgänge nicht wie die Vulkanausbrüche auf einen engen Raum beschränkt sind, sondern durchweg für den Untergrund unserer Gebirge anzunehmen sind, so entsteht vor unserm geistigen Auge das Bild von wahrhaft gigantischen Kräften im Innern der Erde, die alle diese verschiedenen Gesteinsmassen durcheinander geknetet haben. Was wir in unsern Tagen an Vulkanausbrüchen oder Erdbeben beobachten, erscheint bei all seiner Schauerlichkeit und seinen für uns Menschen

furchtbaren Folgen doch nur wie ein schwacher Nachhall aus der Urzeit der Erde, wie ein letztes Erzittern gegenüber jenen gewaltigen Katastrophen, in denen damals die feurigen Massen des Erdinnern nach oben drängten.

Wir haben uns dem naheliegenden Gedanken hingegeben, die Entstehung der Granite und Diorite, da sie hinsichtlich ihrer chemischen Beschaffenheit so vollständig mit den echten vulkanischen Gesteinen übereinstimmen, auch auf dieselbe Kraft zurückzuführen, die bei der Bildung der Laven wirkt, auf die Glut des Erdinnern, die die Metalloxyde schmilzt und in dem Schmelzfluß zu Mineralien zusammentreten läßt. Aber ein Bedenken besteht noch, eine Schwierigkeit ist noch immer nicht gehoben: die Struktur der granitischen Gesteine, die so völlig von der der Laven abweicht, erfordert noch eine Erklärung.



35. Schaumige Lava vom Vesuv.



36. Melaphyrmandelstein von Albersweiler.
Mit zahlreichen in die Länge gezogenen Blasen, die nachträglich mit Mineralneubildungen ausgefüllt wurden.

Man weiß, daß die Laven bald schaumig-poröse, schlackenartige Massen, bald teigartig ausgebreitete, homogene oder nur mit einzelnen, in der Grundmasse steckenden Kristallen durchsetzte Gesteine darstellen. Wie der Brodteig durch die beim Backen sich entwickelnden Gase locker und porös

wird, so bilden die in der zähen Gesteinsschmelze eingeschlossenen Dämpfe und Gase, wenn sie an die Oberfläche der Erde und dadurch unter sehr viel geringeren Druck gelangen, zahllose runde oder beim Fließen des Gesteinsbreis in der Strömungsrichtung gestreckte Blasen, die das Gestein im äußersten Fall in eine völlig schaumige Masse verwandeln können, wie sie als Bimsstein (von der Insel Volcano) bekannt ist. Ist das Magma — mit diesem Worte wird der geschmolzene Gesteinsbrei bezeichnet — weniger reich an absorbierten Dämpfen, oder können sich diese Gasblasen infolge zu hohen Druckes nicht ausbilden, so erstarrt es zu einer homogenen natürlichen Glasmasse, wie sie der Obsidian darstellt, oder es bilden sich bei langsamerer Erstarrung winzige Kriställchen, die nur unter dem Mikroskop wahrgenommen werden können und in ihrer oft einem Schwarm von Fischen gleichenden Anordnung aufs deutlichste die Richtung der in dem Gesteinsbrei vorhandenen Strömungen erkennen lassen.

Die größeren Kristalle dagegen, die bald vereinzelt, bald dicht gedrängt in dieser glasigen oder mikroskopisch-kristallinen Grundmasse enthalten sind, waren als solche schon in dem geschmolzenen Silikatmagma im Innern der Erde vorhanden. Ihre ungestörte Ausbildung, d. h. ihre ringsum von Kristallflächen begrenzte Form beweist, daß sie in der schmelzflüssigen Masse schwimmend an unzähligen Punkten auszukristallisieren begonnen haben. Ein Schmelzfluß, der die mineralbildenden Stoffe in beweglichem Zustande enthält, wird natürlich, sobald er auf eine Temperatur gesunken ist, bei der sich ein bestimmtes Mineral bilden kann, gleichzeitig an den verschiedensten Stellen die notwendigen Entstehungsbedingungen darbieten, und da er annähernd das gleiche spezifische Gewicht hat wie die ausgeschiedenen Kristalle, so müssen diese darin schweben. So erhalten wir als typisches Bild der vulkanischen „Ergußgesteine", die in geschmolzenem Zustand an die Erdoberfläche gelangen und hier, d. h. an der Luft oder unter Wasser rasch erstarren, die porphyrische Struktur: eine amorphe oder feinkristalline „Grundmasse" mit einer älteren Generation von größeren, mehr oder weniger zahlreichen „Einsprenglingen". Sie ist nicht nur die tatsächliche, sondern auch die notwendige Erscheinungsform dieser Gesteine[5], weil durch die Eruption eine tief einschneidende Zustandsänderung in dem Magma eintritt, die die eingeleitete Bildung der Kristalle unterbricht: rasche Abkühlung, starker Wasserverlust, plötzliche Druckverminderung.

Denken wir uns dagegen den Kristallisationsprozeß, der im Erdinnern begonnen hat, dort auch unter wesentlich gleichbleibendem Druck, ohne Stoffverlust, bei äußerst langsamer Abkühlung der Gesamtmasse fortgesetzt, so muß er notwendig mit der Herausbildung eines völlig kristallinen Gesteins abschließen, in dem sich die Gemengteile zwar auch in einer gewissen Reihenfolge, aber nur einmal ausscheiden werden und in ihrer Formentwickelung sich gegenseitig stören müssen.

So nötigen uns also nicht nur die Beobachtungen an gegenwärtig noch neugebildeten vulkanischen Gesteinen, sondern auch theoretische Erwägungen, die Erklärung der Struktur der kristallinen Massengesteine in den besonderen Umständen ihrer Bildung zu suchen und anzunehmen, daß wir es hier mit Gesteinen zu tun haben, die völlig innerhalb der Erdrinde erstarrt und nur dadurch unserer Beobachtung zugänglich geworden sind, daß im Laufe geologischer Epochen alle überlagernden Gesteine zerstört und abgetragen wurden. So seltsam es klingt, so unbestreitbar ist es: wenn wir jetzt durch Gebiete wandern, in denen Granit und Diorit die Berge bilden, so befinden wir uns vom geologischen Standpunkt aus in jenen Tiefen der Erde, in denen bei Temperaturen von über 1000 Grad die Felsen aus Vulkans Schmelzofen hervorgegangen sind, und mit Recht hat man die vollkristallinen Gesteine als Tiefengesteine den Ergußgesteinen gegenüber gestellt.

Auch die Versuche im Laboratorium bestätigen in gewisser Weise die Schlüsse, zu denen wir hinsichtlich der Bildungsumstände der Tiefengesteine genötigt waren. Denn während die künstliche Nachbildung von vulkanischen Gesteinen gelingt, hat man noch keine Gesteine von der Art des Granits künstlich herstellen können; ein Beweis, daß die Bedingungen für deren Entstehung, der ungeheure Druck und die Sättigung mit hochgespannten Dämpfen, von der Technik nicht nachgeahmt werden können. Sind wir also überzeugt, daß die kristallinen Massengesteine Produkte der in großer Tiefe langsam erfolgten Erstarrung eines schmelzflüssigen Magmas sind, so bleibt nur noch eine Frage übrig: ob die Gesteine, unter deren schützender Hülle sich die Granite und Diorite in der Tiefe gebildet haben, spurlos verschwunden sind, oder ob auch sie vielleicht noch nachgewiesen werden können. Damit wäre zugleich die Feststellung des geologischen Alters der Granite und Diorite oder wenigstens einer oberen und unteren Grenze dafür in größere Nähe gerückt.

Wir haben bei dem Besuch des Schloßgrabens bereits festgestellt, daß der Granit älter als das Rotliegende sein muß. Jetzt, nachdem feststeht, daß wir in den kristallinen Massengesteinen Gesteine der Tiefe vor uns haben, ergibt sich als selbstverständliche Folgerung, daß zwischen der Bildung des Granits und der Ablagerung des Rotliegenden eine ungeheuer lange Zeit liegen muß, während welcher die den Granit schützende Gesteinsdecke und auch die oberen Teile des Granits zerstört und abgetragen wurden. Daß das Rotliegende selbst diese Decke gebildet hätte, ist natürlich schon deshalb unmöglich, weil es — soweit bis jetzt unsere Kenntnis reicht — aus eben diesem Granit und jüngeren Gesteinen erst entstanden ist.

Unser Weg wird uns auch in dieser Frage noch weitere Aufschlüsse bringen; zunächst haben wir aber keine Gelegenheit zu Beobachtungen der erforderlichen Art.

In scharfer Krümmung wendet sich das Tal mit Straße und Bahn ostwärts, und nach etwa 5 Minuten haben wir den von dem Lehnwald und dem nördlichen Ausläufer des Wachenbergs gebildeten Engpaß hinter uns. Wir blicken in eine offene Hügellandschaft, in der sich die Häuser von Birkenau ausbreiten — ein unerwarteter Anblick, nachdem uns so lange steile Felswände auf unserm Weg begleitet hatten.

Unser nächstes Ziel ist das Kallstädter Tal, das von Südosten her beim Bahnhof Birkenau das Haupttal erreicht, der kürzeste Weg zum Bahnhof ein Fußpfad längs der Weschnitz. Es empfiehlt sich aber, einen kleinen Umweg zu machen, um die Lehmgruben zu besichtigen, die zu der großen Ziegelei links an der Straße gehören.

Sie sind außergewöhnlich tief in einen Hügel eingeschnitten, der sich zwischen der Straße und dem von Norden kommenden Tälchen des Langenbachs erhebt. Um einen vollständigen Einblick in den inneren Bau dieser Erhebung zu gewinnen, genügt es, die erste und zugleich größte der Gruben zu besuchen; sie kann für die Beschaffenheit der geologisch jüngsten oberflächlichen Bildungen im Gebirge als vorbildlich gelten. An ihren senkrechten Wänden unterscheiden wir zu oberst eine hellgelbe Decke von einigen Metern Höhe und durchaus gleichmäßiger, keinerlei Schichtung zeigender Beschaffenheit. Dies ist der Löß, dem wir schon so oft heute begegnet sind, dessen Verbreitung in den Tälern, am Gebirgsrand und im hügeligen Süden unseres Gebiets wir noch genauer verfolgen werden. Die unter dem Löß erschlossene

Hauptmasse der abgebauten Erdschichten besteht aber aus einem Wechsel toniger, sandiger und Gerölle führender Lagen, die eine tiefe Rinne ausfüllen und offenbar nichts anderes sind als die Ablagerungen eines verschwundenen Baches. Die Rinne selbst ist in den überall unter dem Lehm und Sand anstehenden Horn-



37. Lehm- und Sandgrube bei Birkenau.

blendegranit eingefurcht, der hier durch und durch zu grobem Sand verwittert ist und mit abgebaut wird, um bei der Backsteinbereitung dem Lehm beigemengt zu werden.

Selbst an diesem völlig verwitterten Gestein lassen sich noch interessante geologische Erscheinungen beobachten. Man erkennt die mürben, weißgebleichten Feldspate, die grauen Quarze, beide

eingebettet in eine braune Masse, den Rückstand des Biotits und der Hornblende. Verwittern auch noch die Feldspate, so haben wir jenen braunen, mehr oder weniger Quarzkörner enthaltenden Lehm, der für die aus Diorit und Hornblendegranit entstandenen Böden so kennzeichnend ist. Auf den bequemsten Wegen den Gesteinsklüften folgend, dringt die Zerstörung in die Tiefe; mit einem gewaltigen Maschennetz umfaßt sie die noch frischen Kerne des Gesteins und bewirkt noch im Boden die Ablösung gerundeter, wollsackähnlicher Blöcke. Spült dann im Laufe der Zeit das Wasser den Lehm und Gesteinsgrus fort, so bleiben sie in wirrem Durcheinander liegen und bilden unter günstigen Verhältnissen jene oft mit Elephantenherden verglichenen



38. Lößwand mit zahlreichen Löchern der Uferschwalbe.
Südwand der Lehmgrube.

„Felsenmeere", die im kristallinen Odenwald so häufig sind und das Ziel zahlreicher Wanderungen bilden.

Merkwürdig kontrastiert gegen das verwitterte Gestein ein helles, gesimsartig vorspringendes Band — ein Pegmatitgang, der infolge seiner Zusammensetzung der Zerstörung größeren Widerstand entgegensetzt. Noch interessanter sind Einschlüsse anderer Gesteine, die sich als scharfbegrenzte, feinsandige Stellen aus dem grobkörnigen Granit herausheben.

Auch die Gerölle des Bachbettes, die unmittelbar über dem anstehenden Gestein eine ziemlich starke Schicht bilden, verdienen unsere Aufmerksamkeit. Denn sie enthalten dem von uns besuchten Gebiet fremde Gesteine, unter denen schwarze, weiß geäderte Quarzschiefer besonders auffallen. Endlich liegen in der Nähe

der Lößgrenze auf dem Wege Massen von knolligen gelbbraunen Kalkgebilden, die sogenannten Lößpuppen; sie mögen ihrer allgemeinen Verbreitung wegen hier schon erwähnt werden.

Doch nun ist es Zeit, den Platz zu verlassen. Wir gehen auf dem Weg, der sich am Abfall des Hügels hinabzieht — die Mauer an seiner Bergseite enthält eine ganze Musterkarte von Gesteinen — wieder zur Straße zurück, überschreiten sie, um durch eine Quergasse die Weschnitz und auf holperig gepflastertem, etwas ansteigendem Weg den Bahnhof zu erreichen.

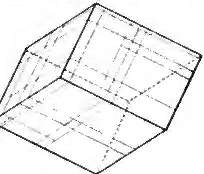
Von hier aus ist das Kallstädter Tal nicht mehr zu verfehlen. Wir folgen dem bequem ansteigenden Fahrweg, der nach etwa 20 Minuten nach Osten umbiegt; nicht weit von dieser Stelle liegt die nächste Fundgrube für unsere Gesteinsstudien.

Schon bevor wir den in den Bergabhang eingeschnittenen Steinbruch erreicht haben, weist ein ausgedehnter Platz rechts von der Straße, auf dem das gewonnene Material aufgestapelt und zu Straßenschotter verarbeitet wird, auf seine Nähe hin. Nehmen air von den einförmig grauen Stücken zur Hand, so fällt zunächst eine gewisse Ähnlichkeit mit dem grauen Granit des zweiten Steinbruchs in die Augen. Allerdings, die Gemengteile sind durchschnittlich von so kleinen Dimensionen und so verschwommener Begrenzung, daß ihre Unterscheidung recht schwer wird. Suchen wir dann wieder unter den von den Arbeitern beiseite geworfenen Stücken nach neuen Gesteinsvarietäten, so werden wir in kurzer Zeit Granit in den verschiedensten Verwitterungszuständen, sowie weißgraue und prächtig fleischrote Pegmatite mit allen früher beschriebenen Mineralien auffinden, große Quarzmassen, prachtvolle Muskovittafeln, schwarze Turmaline, kirschrote Granaten, messingglänzenden Schwefelkies.

Auch große Stücke frischer, schwarzer Glimmerminette finden sich unter dem auf die Seite geworfenen, technisch wertlosen Material; völlig neu und fremdartig aber scheint ein gelblichgraues, grüngeflecktes, von zahlreichen weißen Adern durchzogenes Gestein zu sein. Wir untersuchen zunächst die weißen Adern. Die schmaleren zeigen schon spiegelnde Bruchflächen, scheinen daher aus einem spaltbaren Mineral zu bestehen. Die großen breiten Adern aber lassen aufs schönste ihren Aufbau aus einem einzigen weißen oder gelblich- bis rötlich-weißen, vorzüglich spaltbaren Mineral erkennen. Wir denken zunächst an Feldspat. Aber dem widerspricht sowohl die Härte — unser Mineral läßt sich mit der größten Leichtigkeit vom Messer ritzen — als die Form

der Spaltstücke. Diese sind stets durch drei Paare von gleichwinkligen Rhomben oder Parallelogrammen begrenzt.

Bei einigem Geschick gelingt es, Spaltstücke mit sechs gleichen Rhomben herauszuschlagen. Man könnte diesen Körper, das **Rhomboëder**, einen verschobenen Würfel nennen, denn man erhält aus dem Würfel beliebige Rhomboeder, wenn man etwa ein Drahtmodell an zwei entgegengesetzten Ecken zusammendrückt oder auseinanderzieht. An diesen Ecken stoßen dann die Kanten unter drei gleichen stumpfen oder spitzen Winkeln zusammen, während an den andern Ecken spitze und stumpfe Winkel abwechseln. Man wird auch leicht finden, daß **der Körper eine dreifache Symmetrie besitzt**. Seine Symmetrieebenen liegen so, daß sie sich unter Winkeln von 60 Grad in der Verbindungslinie der beiden gleichen Ecken schneiden. **Dieses Symmetriegesetz gilt aber nicht nur für die Spaltstücke, sondern für die ganze unerschöpfliche Mannigfaltigkeit von Kristallen des Kalkspats.***)



39. Kalkspatrhomboeder mit Spaltrissen.

Spaltform und Härte genügen vollständig zur Bestimmung des vorliegenden Minerals: es kann nur **Kalkspat**, d. h. kohlensaurer Kalk sein. Eine Probe darauf können wir zu Hause noch anstellen: bringen wir einen Tropfen Salzsäure auf das Mineral, so beginnt ein lebhaftes Schäumen, die gasförmige Kohlensäure wird aus dem Körper herausgetrieben.

Sollte auch dieses Geäder von Kalkspat vulkanischen Ursprungs sein, wie die Aplit- und Pegmatitgänge? Was wir bisher an Mineralien und Gesteinen von zweifellos vulkanischer Natur kennen gelernt haben, bestand aus Silikaten; hier hätten wir einen Vertreter einer ganz anderen Klasse von Mineralien, ein Salz der Kohlensäure als Gangausfüllung. Eine einfache Überlegung sagt uns, daß die Kalkspatadern nicht aus dem Schmelzfluß erstarrt sein können. Wir wissen, daß bei den Hitzegraden, die der schmelzenden Lava entsprechen, das Mineral überhaupt nicht mehr bestandfähig ist, da ja beim „Brennen" des Kalks schon bei viel niedrigeren Temperaturen die Kohlensäure ausgetrieben wird. Woher stammen aber dann diese Adern?

*) Man vergleiche die Abbildungen S. 136.

Betrachten wir jetzt das Gestein näher, das die Adern nach allen Richtungen durchsetzen. Auf den ersten Blick erscheint es als gleichartige graue Masse. Die grünen Flecken sind uns auch schon aufgefallen. Ihre Farbe wechselt von blaß- bis grasgrün, viele zeigen Perlmutterglanz und feinschuppige Absonderung: es scheint ein Glimmermineral vorzuliegen. Nun bemerken wir auch, daß das Gestein von zahllosen, kaum sichtbaren Pünktchen von Schwefelkies durchsetzt ist. Alles dies deutet darauf hin, daß wir ein trotz seiner Härte durch und durch zersetztes und umgewandeltes Gestein vor uns haben. Und schließlich gelingt es uns, das Rätsel zu lösen, indem wir an der Ostwand des Steinbruchs das Gestein auch anstehend finden und uns hier überzeugen, daß es einem mächtigen Gang von Glimmerminette entstammt, der alle Übergänge von dem bis zur Unkenntlichkeit veränderten grauen bis zum frischesten schwarzen Gestein zeigt. Wir erkennen an diesen Verfärbungen und dem Auftreten des Schwefelkieses in den randlichen Teilen einerseits, an dem in zahllosen Klüften und Adern das Gestein durchdringenden Kalkspat andererseits, daß dort eine Zersetzung der eisen- und kalkhaltigen Silikate durch Kohlensäure und schwefelhaltiges Wasser stattgefunden haben muß. Es ist bekannt, welche Massen von Kalk z. B. die heißen Quellen von Baden-Baden oder Karlsbad aus der Tiefe heraufbringen. Auf die Anwesenheit der Kohlensäure in heißen Quellen, auf die Ausströmung von Kohlensäuregas und Schwefeldämpfen in vulkanischen Gebieten braucht nur hingewiesen zu werden, um die Entstehung solcher Zersetzungen durch ähnliche Vorgänge wahrscheinlich zu machen.

Doch wir haben noch wichtigere Dinge zu erledigen. Wir wollen die Aufmerksamkeit jetzt auf die Verbandsverhältnisse der Gänge mit dem Hauptgestein und auf dieses selbst richten. Wir überzeugen uns leicht, daß es genau wie der Diorit und Granit von zahllosen schmalen bis meterbreiten Gängen durchsetzt ist. Was liegt also näher, als in dem grauen Fels ein neues Tiefengestein zu vermuten? Die wesentlichen Bedingungen für diese Annahme scheinen erfüllt, wir haben ein vollständig kristallines, aus Quarz, Feldspat und dunklem Glimmer bestehendes Gestein vor uns.

Und doch wäre der Schluß voreilig und falsch. Wir können uns davon überzeugen, wenn wir die Struktur des Gesteins, d. h. die Anordnung seiner Gemengteile sorgfältiger studieren. Am besten eignen sich zu dieser Untersuchung recht grobkörnige

Stücke. Wir bemerken an solchen bald, daß die hellen und farbigen Gemengteile nicht regellos durcheinander liegen, daß hier nicht wie bei den Tiefengesteinen eine richtungslos-körnige Struktur vorhanden ist, sondern daß ein gewisser Wechsel von hellen und dunklen, von glimmerreichen und glimmerfreien Lagen stattfindet, wodurch das Gestein eine mehr oder weniger deutliche Parallelstruktur erhält. Infolge davon ist das Aussehen der Bruchflächen auch ein ganz verschiedenes, je nachdem das Gestein quer oder parallel zur Anordnung der Gemengteile zerschlagen wird. Während auf dem Querbruch der Wechsel der Gemengteile besonders deutlich ist, zeigt sich auf dem Hauptbruch ihr lagenweises Vorherrschen. Besonders auffallend sind die zusammenhängenden, schuppigen Häute von Biotit, die die hellen Gemengteile umhüllen und dem Gestein eine der Richtung dieser Glimmerlagen entsprechende Spaltbarkeit verleihen. Am frischen Gestein kommt diese Eigenschaft, die natürlich nicht mit der Spaltbarkeit von Kristallen verwechselt werden darf, weniger zur Geltung; wenn es aber schon etwas zersetzt ist, löst es sich in schieferige Brocken auf, deren Oberfläche je nach dem Grad und der Art der Verwitterung die buntesten Farben zeigt.

Hat sich das Auge erst an die Eigentümlichkeiten des Gesteins gewöhnt, so zeigt sich bald, daß es keineswegs so einförmig ist, als es zunächst schien. Außer den bereits genannten Gemengteilen stellt sich besonders häufig noch ein schön roter Granat ein, der, mit Glimmer untermengt, bisweilen ganze Nester bildet. An einem Wege oberhalb des Steinbruchs findet sich endlich auch ein fast weißes, rotgelb verwitterndes Gestein, das an Stelle des Biotits nur Muskovit und viel Quarz enthält.

Man hat Gesteine der ersten Art früher als Gneise bezeichnet und sie als Teile einer ursprünglichen, ältesten Erstarrungsrinde der Erde betrachtet, die von den Graniten usw. durchbrochen worden wäre. Über den Gneisen sollten die Glimmerschiefer, über diesen die Urtonschiefer oder Phyllite, dann die Versteinerungen führenden jüngeren Ablagerungen folgen. Eine gewisse Berechtigung läßt sich diesem Schema auch heute nicht aberkennen. Aber je mehr die Kenntnis der kristallinen Schiefer an Ausdehnung und Vertiefung zunahm, desto mehr zeigte sich, daß deren Ausbildung nicht an bestimmte geologische Epochen, sondern an bestimmte geologische Kräfte und Verhältnisse gebunden ist, und daß der Name

„Gneis" die verschiedenartigsten Bildungen umfaßte, darum wissenschaftlich ohne Wert war.

Auf Grund der Tatsache, daß man an vielen Orten zusammenhängende Reihen von Gesteinen beobachten kann, die mit völlig normalen tonigen, sandigen, kalkigen Sedimenten beginnen und Schritt für Schritt eine Verwandlung zu kristallinen Schiefern, Quarzschiefern, kristallinen Kalken zeigen, hat man für alle jene Gesteine, die in so merkwürdiger Weise Eigenschaften von Sedimenten und Tiefengesteinen in sich vereinigen, eine ähnliche Entstehung angenommen und bezeichnet sie jetzt als umgewandelte Sedimente, als metamorphe Schiefer.

Als Ursache dieser tiefgreifenden Veränderungen kommen dieselben gewaltigen Kraftquellen in Betracht, wie bei den Tiefengesteinen: die ungeheuren Druckkräfte im Erdinnern und die hohen Temperaturen der Tiefe, die auch die Umschmelzung von sedimentären Gesteinsmassen bewirken können. Metamorphe Schiefer finden sich also besonders da, wo durch innere, gebirgsbildende Kräfte die tieferen Schichten der Erdrinde zusammengepreßt, in Falten gelegt und von schmelzflüssigem Gestein durchsetzt worden sind.

Wer einmal den Schweizer Jura oder die Alpen besucht hat, dem sind diese merkwürdigen Faltungen im Gestein nichts Unbekanntes. Im Jura sind die Kalke, Tone und Sandsteine in zahlreiche parallel verlaufende Wellenzüge aufgestaut, ohne daß die ursprüngliche Beschaffenheit der Gesteine wesentlich verändert wurde. In den Alpen aber haben die Sedimente, je weiter man sich den zentralen Ketten nähert, eine um so tiefgreifendere Umwandlung in eine bunte Mannigfaltigkeit von kristallinen Schiefern erlitten. Die Annahme ist hier nicht von der Hand zu weisen, daß in dem ungeheuren Druck, der bei der Aufrichtung so gewaltiger Gebirgsmassen gewirkt haben muß, eine der Ursachen zu suchen ist, die die tieferliegenden Sedimente in kristalline Gesteine umgewandelt haben. Man denkt sich, daß unter gleichzeitiger Mitwirkung des die Gesteine durchtränkenden Wassers die Elemente sich zu neuen Mineralien zusammengeschlossen hätten, und daß die ursprüngliche geschichtete Beschaffenheit der Sedimente wie auch die Richtung des während des Umkristallisierens wirkenden Drucks in der parallelen Anordnung der Gemengteile ihren Ausdruck fände.

Aber als mindestens ebenso wirksam, wenn nicht als Hauptursache der Umbildung der Sedimente, muß die Erhitzung und

chemische Beeinflussung betrachtet werden, die von dem durch alle Klüfte und Zwischenräume, durch die Schichtfugen und feinsten Risse der zertrümmerten Sedimente eindringenden vulkanischen Gesteinsmagma ausging und im Laufe der Zeit notwendig zur Entstehung eigenartiger, an Tiefengesteine erinnernder Mineralaggregate führen mußte.

Solche umgewandelte, durch Gebirgsfaltung und Injektion von Tiefengesteinen kristallinisch gewordene Sedimente sind auch die schieferigen Gesteine, die im Odenwald bald in zusammenhängenden Zügen, bald in einzelnen, mehr oder minder ausgedehnten Schollen oder Einschlüssen zwischen den Tiefengesteinen in weiter Verbreitung vorkommen.

Ihre Mannigfaltigkeit übertrifft noch die der vulkanischen Gesteine: von fast reinen Quarzgesteinen und Quarzglimmerschiefern bis zu tiefschwarzen, fast nur aus Hornblende bestehenden Amphiboliten, von Granat- und Epidotfels zu körnigem Kalk, von wenig veränderten zu völlig kristallinen Schiefern wechselt ihre Beschaffenheit. Was wir jetzt von solchen Gesteinen im Odenwald zwischen den Tiefengesteinen finden, sind nur die spärlichen Reste eines alten Schiefergebirges, das von vulkanischen Gesteinen injiziert wurde und dann eine tiefgehende Abtragung erlitt, bei der nur erhalten blieb, was am tiefsten in die geschmolzenen Massen eingefaltet oder eingesunken und von ihnen umschlossen worden war.

Ein Bild, das die Injektion und Aufblätterung der Schiefer durch den Granit zeigt, wird besser als Worte die tatsächlichen Verhältnisse veranschaulichen.

Das beigegebene Kärtchen, das einen etwas vereinfachten Ausschnitt aus Blatt Birkenau der hessischen geologischen Landesaufnahme darstellt, zeigt eine völlig regellos über Berg und Tal wegschreitende Begrenzung der Tiefengesteine und metamorphen Schiefer. Auf der Originalkarte sind die Gebiete besonders starker gegenseitiger Durchdringung und Durchtrümmerung noch durch eigene Signaturen dargestellt. Auch weiter südlich, auf Blatt Heidelberg, finden sich noch (im Gebiet der hohen Waid) höchst interessante Reste metamorpher Schiefer. Eine zusammenhängende Schieferzone aber erstreckt sich von Heppenheim aus nach Nordosten und gibt uns einen Wink, in welcher Richtung sich die Ketten des alten Faltengebirges erstreckt haben. Sie stimmt

völlig überein mit der Richtung der Falten des Rheinischen Schiefergebirges.

Wer sich nicht mit geologischen Fragen beschäftigt hat, aber von einer Rheinfahrt her oder wenigstens vom Besuch des Niederwaldes eine Anschauung von dem Charakter des Rheinischen Schiefergebirges hat, dem wird für die Hochfläche, in die der Rhein und die Mosel mit ihren kleineren Zuflüssen ihre engen Täler eingefurcht haben, die Bezeichnung „Faltengebirge“ recht befremdlich erscheinen. Und doch ist sie vollständig zutreffend. Die steil aufgerichteten Schieferfelsen, die durch den Gegensatz



40. Durch granitische Injektion gebänderte Schieferhornfelse.

zwischen den Wäldern auf ihrem Rücken und dem terrassierten Rebgelände an den steilen Abhängen, mit ihren alten Burgen und Städtchen dem Cañon des Rheins soviel malerischen Glanz verleihen, beweisen dem geschulten Auge ihre Richtigkeit. Das durchschnittlich 600—700 Meter hohe Plateau stellt nur den größten im Zusammenhang erhalten gebliebenen Rest oder „Rumpf“ eines alpengleichen Kettengebirges dar, das sich einst quer durch Frankreich und Deutschland hinzog; der Grund der verschiedenen Gesteinsbeschaffenheit im kristallinen Odenwald und im rheinischen Gebirge besteht wesentlich darin, daß die Schiefer dort nicht, wie im Odenwald, bis zur Berührung mit dem Granit abgetragen sind. Daher besteht das erstgenannte Gebirge aus unveränderten


150
120
120
150
41.

oder nur wenig umgewandelten Tonschiefern, Kalken und Sandsteinen, und nur die Bruchstücke kristalliner Gesteine und metamorpher Schiefer, die man als Einschlüsse in jüngeren, das Schiefergebirge durchsetzenden vulkanischen Gesteinen beobachtet hat[6], beweisen ihr Vorhandensein im Untergrund.

Nun sind wir auch imstande, die wiederholt gestellte Frage nach dem Alter der Gesteine des kristallinen Odenwaldes dahin zu beantworten, daß die metamorphen Schiefer des Odenwaldes wahrscheinlich mit den tieferen Schichten des Rheinischen Schiefergebirges identisch sind, daß der Faltungsprozeß und die Einpressung der Tiefengesteine in die Zeit nach dem Absatz der letzten von der Faltung mit betroffenen Ablagerungen fällt, und daß die Zerstörung und Abtragung des Gebirges im Süden rascher fortgeschritten ist als im Norden, so daß sie zur Zeit des mittleren Rotliegenden schon das Niveau der injizierten Granite erreicht hatte, über die wir jetzt die Schichten dieses Rotliegenden und die jüngeren Sedimente ausgebreitet finden.

Mit diesem Ergebnis müssen wir uns zunächst zufrieden geben, denn von der auf das Studium der Sedimente begründeten geologischen Zeitrechnung können wir vorläufig keinen Gebrauch machen. Auch darauf müssen wir verzichten, die kristallinen Schiefer nach ihren besonderen Abarten und Erscheinungsformen weiter zu verfolgen. Es genügt für den Zweck einer ersten Orientierung, an einem typischen Beispiel, wie es unser Steinbruch darbietet, die Art ihres Auftretens kennen gelernt zu haben. Wir setzen unsern Weg weiter fort, um mit dem Porphyr des Wachenbergs, in dem wir einen vorbildlichen Vertreter der vulkanischen Ergußgesteine erkennen werden, unsere Gesteinsstudien für heute abzuschließen.

Von der Brücke unterhalb des für den Schotter benützten Lagerplatzes führt der Weg in mäßiger Steigung bergan bis zu einer tiefeingeschnittenen kleinen Talklinge. Hier können wir entweder einen steilen Fußpfad benützen, um den oberen Waldrand zu erreichen, oder den alten Weg bis zu einem Bauernhof weitergehen, um nun auf fast horizontalem Weg in 300 Metern Höhe den Rückmarsch anzutreten. Zur Linken begleiten uns Ackerflächen, im Quellgebiet der Talklinge schöne Bergwiesen; dann treten wir wieder in den Wald ein und erreichen bei sanfter Steigung auf dem Kamme des Berges den Weg von Buchklingen. Bis hierher haben wir uns im Gebiet der metamorphen Schiefer

befunden, wovon wir uns durch Untersuchung der zerstreut im Walde herumliegenden Blöcke hatten überzeugen können; das nächste, abwärts führende Stück des Wegs ist im Granit eingeschnitten. Wir verfolgen nun den Fahrweg, der im Bogen um den Haubenböhl herum zu einer Hütte führt, um von hier ab dem den Weg um die Südseite des Wachenbergs bezeichnenden weißen Quadrat zu folgen. Beim Aufstieg öffnet sich immer freier der Ausblick ins Gorxheimer Tal; hier können wir auch die ersten Lesestücke von Porphyr sammeln, die dem auf der Karte angegebenen schmalen östlichen Ausläufer des Gesteins entstammen.

Größere Beachtung schenken wir geologischen Dingen erst da wieder, wo der Berghang sich nach Süden verflacht (die Stelle ist jetzt stark abgeholzt) und der Weg sich als Hohlweg in den Berg einschneidet. In den Böschungen des Hohlweges und auf dem linken Bergabhang zerstreut finden sich zwei Gesteinstypen von höchst eigentümlicher Beschaffenheit. Einmal ein grauviolettes bis gelblich-weißes Gestein, ganz durchsetzt von kleineren und größeren, rundlichen und eckigen Poren und Löchern; dann ein auffallend buntgeflecktes, das in einer roten oder gelbbraunen homogenen Grundmasse ebensolche graue und grünliche Flecken, einzelne Quarzkristalle, sowie allerhand fremdartiges Material, besonders stark zersetzte Granitbrocken enthält. Der unfrische Zustand der Gesteine erschwert ihre Erkennung. Daß sie mit keinem der im Tale beobachteten Gesteine etwas zu tun haben, ist ohne weiteres klar; aber auch mit dem dichten, harten Porphyr, den wir da und dort auflesen konnten, scheint wenig Ähnlichkeit vorhanden.

Erinnern wir uns nun der früher geschilderten Erscheinungen bei vulkanischen Ausbrüchen. Geschmolzene, mit überhitzten Dämpfen beladene Silikatmassen reißen sich Kanäle auf, erweitern die Ausbruchstelle durch Zerreiben und Mitreißen des älteren Gesteins, schleudern, einer raschgeöffneten Seltersflasche vergleichbar, mit den sich entladenden Dämpfen einen Sprühregen von Staub, Sand und Stücken erstarrender Lava empor, fließen über die Seiten der Kraters herab und erstarren schießlich an der Oberfläche unter reichlicher Blasenbildung, im Innern des Kanals als kompakte Masse.

Sollten die blasigen Gesteine ebenfalls einem solchen Eruptionsvorgang ihre Entstehung verdanken?

Die Karte zeigt uns, daß wir uns in der Nähe der Grenze

von Granit und Porphyr befinden. Sie hält sich am Südabhang des Wachenbergs in 270—330 Meter Höhe, senkt sich dann mit fast nördlich verlaufender Grenze im Westen bis zur Talsohle herab und steigt hinter der Fuchsschen Mühle wieder langsam empor; ein kürzerer nördlich gerichteter und der uns schon bekannte östliche Ausläufer zweigen sich von der Hauptmasse ab. Es leuchtet ein, daß diese Ausläufer nicht oberflächliche Lavaströme sein können, wenn auch das Kartenbild daran erinnert; sie sind Spaltenausfüllungen, die hier ebenso durch Abtragung



42. Blick vom Wachenberg auf Windeck und Rheinebene.
Im Vordergrund ein Lößhohlweg.

der jüngeren Gesteinsdecke bloßgelegt worden sind wie die eigentlichen Tiefengesteine. Die Hauptmasse des Porphyrs ist innerhalb des Berges erstarrt. An der Stelle aber, wo wir den blasigen Porphyr und das andere Gestein fanden — sie liegt gerade an der Grenze zwischen Granit und Porphyr — scheinen sich die Reste eines oberflächlichen Stroms erhalten zu haben. Auch das zweite Gestein findet bei dieser Annahme seine Erklärung. Es ist der aus Staub, Sand und Auswürflingen des Kraters zusammengebackene vulkanische Tuff, den wir hier in Gesellschaft der schaumigen Lava des Oberflächenstromes antreffen.

Von der Bank am oberen Ende des Zimmerbachtälchens

führt der Weg erst durch Porphyr, dann durch Granit in gerader Linie weiter, bis an der westlichen Abdachung des Berges die Rheinebene, Weinheim und Windeck sichtbar werden. Bald erreichen wir einen Pavillon, von dem aus wir die entzückendste Aussicht nach Westen, Norden und in die Steinbrüche genießen. Senkrechte Porphyrsäulen dicht unter dem Pavillon zeigen, daß wir uns wieder im Bereiche dieses Gesteins befinden. In scharfer Wendung führt der Weg jetzt auf der Nordseite des Berges abwärts; die umherliegenden frischen Porphyrblöcke und eine rote Fahne warnen uns, das von den Sprengungen gefährdete Gebiet nicht länger als nötig zu betreten und den Weg, der an die Westseite des Berges zurückkehrt, weiter zu verfolgen. Nach zwei weiteren Wendungen (erst südlich, dann nördlich im Granit abwärts) erreichen wir endlich den westlichsten der Porphyrbrüche, mit deren Besichtigung wir den Ausflug beschließen.

Als technisch wertvollstes, zu würfeligen Pflastersteinen verarbeitetes Material wird hier ein Porphyr von grünlichweißer bis blaßvioletter Farbe gewonnen. Genauere Betrachtung läßt glasartig frische Doppelpyramiden von Quarz und stark verwitterte, kreideartig weiße Feldspate oder deren Hohlräume in dem porösen Gestein erkennen. Bald entdecken wir auch kleinste bis faustgroße Einschlüsse und noch größere Blöcke stark zersetzten Granits, die zweifellosen Beweise dafür, daß wir hier am Rande des Eruptionskanals stehen. In prächtiger Weise ist endlich noch eine bogig verlaufende, platten- und säulenförmige Absonderung des Porphyrs zu beobachten, die ebenfalls mit der Nähe der Kraterwände in Beziehung gebracht wird. Wir haben uns bereits überzeugt, daß das Gestein nicht mehr frisch ist, sondern die Spuren durchgreifender Zersetzung zeigt; das gilt nicht nur für die Feldspateinsprenglinge, sondern auch für die Grundmasse mit ihren blassen, um die Graniteinschlüsse oft ganz ausgebleichten Farben. Die damit verbundene Verminderung der Härte macht das Gestein aber gerade zur Bearbeitung geeignet.

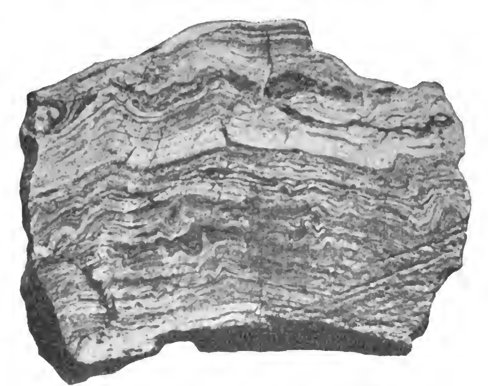
Frischere Stücke mit splitterigem Bruch, in allen Farbenübergängen von grün und grau, violett und rot und von völlig dichter Masse mit wenig Einsprenglingen finden wir überall auf den Schutthalden; sie werden in einem Pochwerk zu Straßenschotter verarbeitet. Andere Stücke zeigen eine dünnplattige Absonderung. Gehen wir der Erscheinung genauer nach, so finden wir, daß die Platten aus feinen, bald ebenen, bald gewundenen,



43. Plattenförmige, krummschalige Absonderung des Porphyrs.
Westlicher Porphyrbruch am Wachenberg.

heller und dunkler gefärbten Lagen zusammengesetzt sind, die sich um die größeren Kristalle herumlegen.

Das beigegebene Bild veranschaulicht ausgezeichnet diese Erscheinung, die man häufig auch an Glasflüssen und an den blauen Schlacken von Eisenwerken beobachten kann. Sie wird als Fluidalstruktur bezeichnet, da sie durch die inneren Strömungen des Porphyrs hervorgebracht wird, und ist ein weiterer Beweis dafür, daß er in schneller Bewegung emporgedrungen und als nahezu glasige Masse erstarrt ist.



44. Fluidaler Porphyr von Groß-Umstadt (Odenwald).

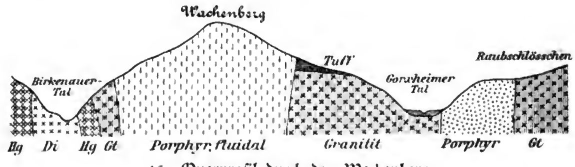
Es ist schon erwähnt worden, daß der Porphyr des Wachenberges im Norden bis zur Talsohle reicht, während die Grenze im Süden in etwa 300 Meter Höhe bleibt. Das rührt natürlich nur daher, daß die Weschnitz zufällig den senkrecht verlaufenden Eruptionskanal angeschnitten hat. Würde ihr Tal einige hundert Meter weiter entfernt vorbeiziehen, so müßte die Porphyrgrenze auch im Norden höher liegen. Wäre der Porphyr der Rest einer horizontalen Lavadecke, so müßte das Weschnitztal auch auf der linken Seite bis zu 300 Metern Höhe von Granitwänden gebildet werden. Wir haben im Wachenberg also in der Tat einen von erstarrter Lava erfüllten Vulkanschlot zu sehen, der durch die Tätigkeit des Wassers im Laufe der Zeit bloßgelegt worden ist.



45. Erosionsschlucht der Weschnitz hinter der Fuchsschen Mühle.

So gut wie die Granitberge der Umgebung war auch der Wachenberg einst von jüngeren Sedimenten überlagert. Seine heutige Form verdankt der Berg der erodierenden Tätigkeit des Wassers in der jüngsten geologischen Epoche, seine die Nachbarberge am Rande des Odenwaldes um 50—60 Meter überragende Höhe der größeren Widerstandsfähigkeit des Porphyrs gegen die Verwitterung und Abtragung.

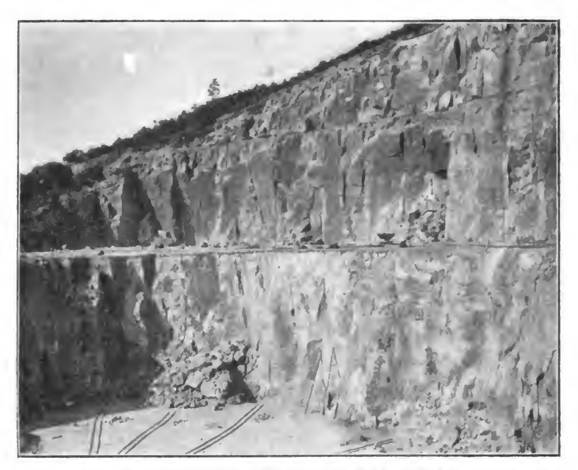
Das beigefügte Profil soll noch einmal den inneren Aufbau des Berges verdeutlichen. Es ist zugleich durch das „Raubschlößchen" gelegt, eine kleine Porphyrkuppe, die man vom Südabhang des Wachenberges aus leicht erkennt. Der stark zersetzte Porphyr des Raubschlößchens zeichnet sich durch dichtgedrängte,



46. Querprofil durch den Wachenberg.

große Einsprenglinge von Feldspat und Quarz aus, so daß man fast an Granit erinnert würde, wären nicht die beiden Mineralien als deutliche Kristalle in der spärlichen Grundmasse eingebettet. Daß die Porphyrlava, wenn sie sich als Tiefengestein hätte entwickeln können, zu Granit hätte werden müssen, sagt uns wieder der Chemiker: denn sie enthält 75 % Kieselsäure, 14 % Tonerde, 6 % Alkalien und die übrigen in der Tabelle S. 40 aufgeführten Stoffe.

In dem Hauptbruch, den wir auf unserem Weg passieren, können wir noch eine Weile die terrassenförmige Anlage und den Betrieb der Seilbahnen betrachten. Dann aber verlassen wir den Schauplatz der Zerstörung, um entweder über einen Steg hinüber die Fuchssche Mühle, oder an einigen Dioritbrüchen vorbei die Straße und den Bahnhof zu erreichen.[7]



47. Porphyrbruch des Porphyrwerks Edelstein
unter dem Gipfel des Ölbergs.

IV. Das Rotliegende.

Ausflug ins Schriesheimer Tal.

Die Porphyrbrüche bei Dossenheim und am Ölberg. Geologischer Aufbau des Ölbergs. Verwerfung an der Schauenburg. Ursachen der Verwerfungen. Weg ins Schriesheimer Tal. Diorit mit Schwefelkies im Weiten Tal. Der große Schwerspatgang. Entstehung von Mineral- und Erzgängen. Weg ins Katzenbachtal. Rotliegendes und einsprenglingsreicher Porphyr. Dossenheimer Porphyrdecke. Buntsandstein über dem Rotliegenden am Ende des Tals. Quellhorizont. Rundblick vom Schriesheimer Hof. Rückweg zum Ölberg. Bergformen des kristallinen und des Sandsteinodenwalds. Verbreitung des Rotliegenden im oberrheinischen Gebirgssystem. Steinkohlenformation. Porphyrische Ergüsse und Tuffe. Abstieg von der Jägerhütte entweder nach Dossenheim (Steinbruchbetrieb) oder Schriesheim (Tuffband, metamorphe Schiefer, Granit).

Der Ausflug nach Weinheim hatte uns in das Chaos der ältesten Gesteinsbildungen versetzt. Wir waren Zeugen der Umwälzungen und gigantischen Kraftäußerungen geworden, durch welche Gesteine der verschiedensten Art ineinandergepreßt, umge-

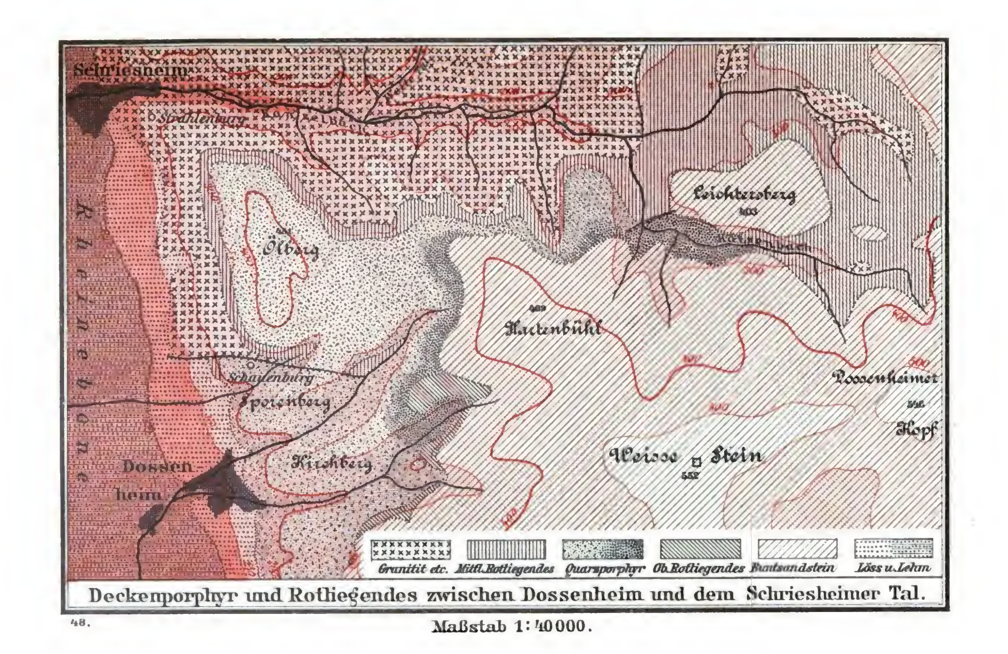
schmolzen und aufs neue von Eruptionen zerrissen und durchschnitten wurden. Von Lehm und Löß abgesehen, hatten wir keine Sedimente beobachtet. Wir hätten vom Kallstädter Tal noch stundenweit nach Osten gehen müssen, um endlich zwischen Steinach- und Eiterbachtal in etwa 500 Metern Meereshöhe die ersten inselartig vorgeschobenen Stücke der Sandsteindecke zu erreichen, die von hier an das ältere Gebirge überlagert und sich an der genannten Stelle 100—150 Meter über die granitische Unterlage erhebt (Hardberg bei Oberabtsteinach 593 Meter).

Rascher erreichen wir die Grenzzone, wenn wir dem Schriesheimer Tal einen Besuch abstatten. Wir benützen den ersten Nachmittagszug der Straßenbahn; noch besser ist es, wenn man diesem Ausflug einen ganzen Tag widmen kann und auf dem Schriesheimer Hof Mittagspause macht.

Sobald wir Handschuhsheim hinter uns haben, erblicken wir auch schon die leuchtend gelben Dossenheimer Porphyrbrüche. Noch vor dem Dorfe passieren wir den Lagerplatz des Leferenzschen Porphyrwerks, später das Schotterwerk der Gemeindesteinbrüche am Kirchberg und Sporenberg, jenen zungenförmigen Rücken, die von vorn gesehen zwei Vulkankegeln gleichen. Auch am Fuß der Schauenburg, die so malerisch auf einem vom Ölberg auslaufenden Bergvorsprung steht, ist ein Steinbruch angelegt. Dann aber erscheinen erst wieder gegen Schriesheim hoch oben am Ölberg die gelben Terrassen und Schutthalden. Eine lange Schwebebahn führt die gebrochenen Steine hinab nach dem an der Straße errichteten Porphyrwerk und die leeren Wagen zurück nach den Steinbrüchen.

Die Frage drängt sich auf, warum man diese Brüche nicht wie die andern näher am Fuß des Berges angelegt hat. Sie ist leicht beantwortet: der Ölberg besteht bis zur halben Höhe aus Granit, und nur die Kuppe ist Porphyr. Wir müßten von Schriesheim aus bis weit über die Strahlenburg hinaufsteigen, um die obere Grenze des Granits zu erreichen. Aber auch dort würden wir, wie die Karte zeigt, noch keinen Porphyr antreffen, sondern ein schmales Band von Rotliegendem, das sich als horizontale Schicht zwischen beide Gesteine einschiebt. Wir müssen hieraus schließen, daß am Ölberg nicht wie am Wachenberg der alte Eruptionskanal angeschnitten ist, sondern daß die Reste einer Porphyrdecke den Gipfel bilden.

Da der Porphyr am Ölberg erst in etwa 300 Metern Höhe erscheint, zwischen Dossenheim und Handschuhsheim aber bis an



Deckenporphyr und Rotliegendes zwischen Dossenheim und dem Schriesheimer Tal.

48. Maßstab 1:40000.

die Ebene herabreicht (soweit die Lößbedeckung dies erkennen läßt), könnte man hier die Fortsetzung des Lavaergusses in die Tiefe vermuten. Der Porphyr hätte sich dann von dieser Stelle aus nach Norden und Osten deckenförmig über die Schichten des Rotliegenden ergossen und wäre später von Buntsandstein überlagert worden. Aber jenes am Wachenberg beobachtete Kennzeichen für die Nähe des Eruptionskanals fehlt hier, der Porphyr führt keine Einschlüsse des Nebengesteins. Der Niveauunterschied zwischen den Porphyrmassen am Ölberg und bei Dossenheim erklärt sich ganz einfach dadurch, daß hinter der Schauenburg eine Spalte durchgeht, an welcher der südliche Teil der Porphyrdecke abgesunken ist.

Zerstückelung der Gesteine durch mehr oder weniger senkrechte Spalten, und Schichtenverschiebungen oder „Verwerfungen" längs derselben sind eine überaus häufige Erscheinung. Sie müssen notwendig eintreten, wenn im Untergrund Massenbewegungen stattfinden, gleichviel ob vulkanische Gesteine an die Oberfläche drängen oder unterirdische Hohlräume einstürzen, ob Druckkräfte oder Zerrungen in der Erdrinde sich auszugleichen suchen. Daß solche plötzlich auftretenden Niveauverschiebungen oder Bodenschwankungen, auch wenn sie nur den Betrag von Millimetern erreichen, als Erdbeben verspürt werden, ist bekannt genug; welche Verheerungen entstehen müssen, wenn die Verschiebungen auf hunderte von Metern anwachsen, das vermag die kühnste Phantasie sich kaum auszumalen.

An frischen Weganschnitten oder in Steinbrüchen kann man kleinere Verwerfungen nicht selten beobachten, besonders dann, wenn ein rascher Wechsel in der Beschaffenheit der Schichten die Unterbrechung des Zusammenhanges auffällig macht.*) Aber weitaus die meisten und besonders die größeren Verwerfungen, die sich stundenweit hinziehen, die die Formen des Gebirges und die Beschaffenheit des Bodens mitbestimmen, entziehen sich der unmittelbaren Beobachtung. Es ist leicht, sich die Gründe dafür zu vergegenwärtigen. Die höher liegende Gesteinstafel unterliegt der Zerstörung und Abtragung, die tiefere wird von jüngeren Ablagerungen überschüttet, Verwitterung macht die Schichten nahe der Oberfläche des Bodens unkenntlich, Pflanzenwuchs verdeckt

---

*) Eine ausgezeichnete Verwerfung von 2 dm Sprunghöhe war im Sommer 1907 an dem S. 49 erwähnten Gesteinsgang (bei der Ziegelei) zu sehen. Sie ist leider schon jetzt durch den Abbau verschwunden.

sie vollends; so können auch die größten Niveauunterschiede mit der Zeit völlig verwischt und ausgeglichen werden, und nur der Geologe, der auf die Beschaffenheit des Untergrundes achtet und die Mächtigkeit der einzelnen Schichten kennt, erschließt aus ihrer Höhenlage und horizontalen Verbreitung die Richtung und Größe der Verschiebungen.

In Schriesheim angekommen schlagen wir den Weg ein, der gerade auf die Strahlenburg zuführt. Haben wir am Deutschen Hof die Hauptstraße erreicht, so folgen wir ihr bis an den



49. Das Kanzelbachtal bei der Villa Hirschland.

Wegweiser, der die Richtung nach Altneudorf angibt. Dies ist auch unser Weg. Eine niedere Rundsäule mit der Inschrift „Ludwigstal" bezeichnet den Beginn der eigentlichen Talenge; Garten- und Stützmauern aus Granit, Felsanschnitte an der Straße mit den uns vertrauten Formen sagen uns, daß das Tal in das Grundgebirge eingeschnitten ist. Hinter der Malzfabrik Kling verbreitert es sich; ein freundlicher Wiesengrund dehnt sich zwischen der Straße, die dicht am nördlichen Talgehänge bleibt, und den jenseitigen Bergen. Wir verfolgen den Weg weiter, bis ein in modernem Stil erbautes Landhaus unsere Aufmerksamkeit auf sich zieht. Es beherrscht den Eingang in das Weite Tal,

einen nördlichen Zufluß des Kanzelbachs, mit seinen vielverzweigten Nebentälchen ein Musterbeispiel für die Talbildung im kristallinen Gebirge.

Diesem Tal gilt zunächst unser Besuch. Gehen wir den links vor der Villa abzweigenden Fahrweg hinauf, so passieren wir nach wenigen Minuten das erste Seitentälchen. Hier findet man zwischen dem rötlichen Granit unter den Steinhaufen am Weg auch Dioritblöcke. Weiter aufwärts an einer Wegbiegung treffen wir anstehende Felsen eines schwarzen Gesteins, das wir auf den ersten Blick für einen sehr grobkörnigen Diorit halten müssen. Besonders die Hornblende zeichnet sich durch prächtige Entwickelung großer Kristalle aus und setzt oft fast ausschließlich das Gestein zusammen. Einen glänzenden Schmuck der frisch angeschlagenen Stücke bilden die reichlich im Gestein verteilten Schwefelkiesmassen, leider auch einen sehr vergänglichen, da die goldglänzenden Flecken bald durch Verwitterung in rostfarbiges Brauneisen umgewandelt werden. Der graue Feldspat und die glänzenden Biotite treten gegen die Hornblende sehr zurück. Verhältnismäßig reichlich sind braune Titanite vorhanden; auch kleine gelbliche Apatitkristalle findet man zuweilen.

Besonderes Interesse knüpft sich für den Petrographen an eine Gesteinsvarietät, die neben der Hornblende als wesentlichen Gemengteil ein metallisch schimmerndes, der Hornblende verwandtes Mineral, den Bronzit enthält. Wir können aber diese Dinge hier nicht weiter verfolgen.[8]

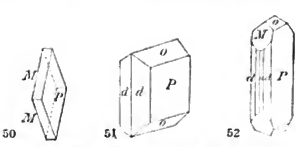
An der steilen, stark vergrusten und von Pflanzen entblößten Wegböschung haben wir Gelegenheit, die Bildung von Sand- und Schlammkegeln, das Abrutschen von Steinen und Blöcken, die Unterspülung und das Abstürzen der über die Böschung gesimsartig vorspringenden Pflanzendecke zu beobachten. Wir können uns leicht ausdenken, wie die Jahr für Jahr fortgesetzte Wiederholung dieser Vorgänge schließlich selbst Hügel und Berge abtragen und die Niederungen mit den fortgespülten Massen ausfüllen muß.

Nach einiger Zeit steigt der Fahrweg links steiler an, während sich rechts ein Pfad abzweigt, der sich den Wiesen entlang zieht. Ein fast ganz im Gebüsch verstecktes Rinnsal zur Linken, ein noch kleinerer Bewässerungsgraben zur Rechten fallen durch die weißen Steine auf, die sie enthalten. Auch auf dem Weg liegen sie da und dort zerstreut. Mit leichter Mühe überzeugen wir uns an einem aufgelesenen Stücke, daß wir keinen Quarz

oder Feldspat vor uns haben. Ein leichter Schlag mit dem Hammer genügt, um es in zahlreiche schimmernde, ebenflächige Spaltstücke zu zerlegen. Also kann es kein Quarz sein. Wohl erinnert das blättrige Gefüge des Minerals an Feldspat; aber da es sich bequem mit dem Messer ritzen läßt, kann es auch kein Feldspat sein. Gegen die Annahme, daß Kalkspat vorliegt, spricht die doch merklich schlechtere Spaltbarkeit und die andere Form der Spaltstücke. Wir haben ein neues Mineral gefunden, den Baryt oder Schwerspat.

Mit welchem Recht es diesen Namen führt, zeigt sich, wenn man ein Stück davon mit einem annähernd ebenso großen andern Stein durch Abschätzen in der Hand vergleicht. Schon dieses ganz rohe Verfahren genügt, um das hohe spezifische Gewicht des Minerals zu erkennen. Genauere Bestimmung mit dem Pyknometer ergibt die Zahl 4,5, während Quarz nur 2,6, Feldspat 2,5, Kalkspat 2,7 mal so schwer ist als Wasser. Nur die Erze und Schwermetalle haben noch höhere spezifische Gewichte.

Da das Mineral im Odenwald eine große Verbreitung besitzt, wollen wir es uns noch etwas genauer ansehen. Gute Spaltstücke zeigen die Form von geraden Prismen mit rhombischem Querschnitt, sind also von 4 Rechtecken und 2 Rhomben begrenzt. Diese Verschiedenheit der Flächen weist auf eine doppelte Spaltbarkeit hin: einmal parallel den Seitenflächen des Prismas, dann parallel seiner Grundfläche. Damit ist aber auch ein ganz anderes Symmetriegesetz als beim Kalkspat festgestellt, nämlich drei aufeinander senkrechte ungleiche Symmetrieebenen. Dieselbe Symmetrie besitzen natürlich die Kristalle, die gewöhnlich eine tafel- oder säulenförmige Gestalt haben und sich durch ihren Flächenreichtum auszeichnen. Das Kristallsystem, dem sie angehören, wird das rhombische genannt.



50.—52. Kristallformen des Schwerspats.
Die erste Figur zeigt die Spaltform.

Es bleibt nur noch übrig, die chemische Natur des Minerals festzustellen. Der Schwerspat ist die Verbindung des Metalles Barium mit der Schwefelsäure, also ein dem Kupfervitriol oder schwefelsauren Kupfer und dem Gips oder schwefelsauren Kalk verwandter Körper.

Die trotz ihrer Weichheit geringe Abrollung der aufgefun-

denen Stückchen sagt uns, daß wir nicht weit von ihrem Ursprung entfernt sein können. In der Tat sind sie nur die vom Wasser abwärts geführten Vorposten größerer Schwerspatmassen, die in nächster Nähe anstehen und früher zu technischen Zwecken abgebaut wurden. Vor uns gabelt sich das Tal; der zwischen den beiden Wasserläufen liegende bewaldete Hügel birgt die Fundstelle, einen mehrere Meter breit werdenden, senkrecht in die Tiefe gehenden Mineralgang, der außer Schwerspat noch eine Reihe anderer Mineralien enthält. Er durchsetzt den Berg quer zu den beiden Tälern und ist auch noch in weiter Erstreckung nach Osten zu nachgewiesen. Aber an keiner Stelle können wir so leicht wie hier — wenn auch lange nicht mehr so reichlich wie früher — Spaltstücke und Kristalle von Schwerspat, Eisenkiesel, Flußspat u. a. sammeln, nirgends so leicht die Richtung des Ganges verfolgen.

Allerdings, es erfordert etwas Kletterei steil durch Gebüsch aufwärts, bis wir am westlichen Eingang des Ganges stehen, und fast noch schwieriger ist der Abstieg durch den Schlund auf die andere Talseite. Aber fürs erste haben wir auch am Fuß des Berges Gelegenheit zu interessanten Beobachtungen. Der Granit, in dem der Gang aufsetzt, ist so auffallend verändert, daß man glauben könnte, ein ganz neues Gestein vor sich zu haben. Glimmer ist so gut wie nicht vorhanden, Quarz und Feldspat aber sind in eine intensiv violettrote Masse eingebettet, aus der sich besonders die Feldspate scharf herausheben. Die Gesteinsmasse, die die Mineralkörner verkittet, ist vielfach so hart, daß sie splitterig bricht und Funken gibt, was zu der Annahme nötigt, daß sie im wesentlichen aus gefärbter Quarzmasse besteht. Feine Klüfte durchziehen eng geschart das Gestein und bestimmen die Richtungen, in denen es am leichtesten durch Schlag in Stücke geht; überaus zahlreich sind die Stellen, wo auf Spalten und in Hohlräumen kleine Quarzkriställchen sitzen oder die dunkelroten bis metallischen, weithin im Sonnenlicht funkelnden Kristallflitter des Eisenglanzes auftreten. Hier haben wir die verbreitetste und in der Natur wichtigste aller färbenden Substanzen in reinem Zustande, als rotes Eisenoxyd in derber Form, als „Eisenglimmer" oder „Eisenglanz" in Kristalltäfelchen. Das Gestein aber, das diese Anhäufung von Eisenoxyd, diese drusigen Hohlräume und zahllosen Klüfte enthält, ist kein normaler Granit mehr, es ist ein bei der Spaltenbildung entstandenes, durch Kieselsäure verkittetes Trümmergestein, eine Reibungsbreccie,

deren Eisengehalt im wesentlichen wohl von dem zersetzten Glimmer herrührt. Sie ist das Ergebnis einer Zerreißung und Zertrümmerung des längst erstarrten Granits, die nicht mehr so weit in die Tiefe reichte, daß auf den entstandenen Rissen feuerflüssige Massen empordrangen, wohl aber so weit ging, daß heiße Quellen



53. Abgebauter Schwerspatgang
im Weiten Tal bei Schriesheim.

mineralische Stoffe überall zwischen den Gesteinsfugen und in der Gangspalte absetzen konnten.

Gehen wir jetzt links etwa 100 Schritte weiter aufwärts, so erreichen wir die Stelle, wo der Gang den Weg kreuzt. Sie ist an den zahlreichen Schwerspatspaltstücken zu erkennen, die am Abhang liegen. Die Kluft, die sich auf dem Rücken

des Berges als enge Schlucht mit senkrechten Wänden darstellt, war im wesentlichen mit Schwerspat ausgefüllt. An den Wänden sind jetzt noch überall die Reste des Schwerspats in kristallinen, oft strahlig angeordneten Krusten zu sehen, der Boden ist mit verwitterten Brocken von Granit, Schwerspat und braunem Eisenkiesel, d. h. von Brauneisen gefärbter Quarzmasse bedeckt. Schwerspatstücke, die, von dieser braunen Masse verkittet, sich häufig in dem Gang finden, beweisen, daß der Schwerspat älter ist als der Eisenkiesel und daß nach dem Absatz des Schwerspats nicht nur weitere Störungen und Pressungen stattgefunden haben, sondern auch die Natur der Lösungen sich geändert hat.



54. Durch Eisenkiesel verkittete Schwerspatbreccie aus dem Gang im Weiten Tal.

Schwerspatgänge finden sich an vielen Stellen im kristallinen Odenwald. Sie wären noch viel häufiger, wenn sie nicht in den meisten Fällen durch nachträgliche Auflösung des Baryts und Absatz von Kieselsäure in Quarzgänge verwandelt worden wären. Eine auf den ersten Blick höchst verwunderliche Sache — und doch duldet die Art des Zusammenvorkommens beider Mineralien, vor allem auch die Erhaltung des ursprünglichen, blätterigen Gefüges der Schwerspatmassen in den Quarzgängen keinen Zweifel an der Tatsächlichkeit des Vorgangs. Wir müssen bedenken, daß die Bedingungen für ausgiebige Stoffwanderungen und Mineralneubildungen nirgends günstiger sind als auf diesen Kluftsystemen, in denen das Wasser zirkuliert, beladen mit allen möglichen aus der Tiefe oder dem Nebengestein stammenden Stoffen. Es genügt, an die an Salzen reichen Thermen, an die Schwefelquellen, an die Kalk- und Kieselsinter erzeugenden heißen Quellen zu erinnern, die als Heilquellen oder als interessante Naturschauspiele von Tausenden besucht werden. Aber auch die Erzgänge, die uns Gold, Kupfer, Silber und Blei, Kobalt und Nickel, Arsen und Antimon liefern, sind genau auf dieselbe Art entstanden, sind

Ansammlungen der mannigfaltigsten Verbindungen dieser Metalle, die in gelöstem Zustand im Wasser enthalten sind und bald in derben Massen, bald als herrliche Kristalldrusen, untermengt mit Quarz, Kalkspat, Flußspat, Schwerspat und anderen „Gangmineralien", sich in den Klüften absetzen.

Die schon wiederholt erwähnte chemische und mechanische Widerstandsfähigkeit des Quarzes bringt es mit sich, daß die Reste der Quarzgänge in Form von Blöcken auf dem Felde liegen bleiben, wenn das umgebende Gestein längst zu Sand und Lehm verwittert ist. Ja, selbst ganze Felsriffe aus Quarz können



55. Borstein bei Reichenbach i. O.
Verkieselter Schwerspatgang.

stehen bleiben und mauerartig über die Umgebung hervorragen, wie das bekannte Beispiel der Borsteine unweit Reichenbach im Odenwald zeigt.

Daß die Mineralgänge jüngere Gebilde sind als die Tiefengesteine und metamorphen Schiefer, die sie durchsetzen, ist selbstverständlich. Damit ist aber für ihre Entstehungszeit noch recht wenig gesagt. Der Umstand, daß die Richtung vieler Spalten mit der Richtung der Gebirgsfaltung übereinstimmt, also von Südwest nach Nordost verläuft*), erweist den Zusammenhang der Gänge mit dieser großen Periode der Gebirgsbildung und

*) Man vergleiche beispielshalber Blatt Lindenfels der hess. geol. Landesaufnahme.

legt die Vermutung nahe, daß sie das Ausklingen der vulkanischen Tätigkeit jener Epoche bezeichnen. Aber von dieser Regel gibt es doch auch, wie uns der Gang im Weiten Tal selbst zeigt, wieder Ausnahmen, und die Barytgänge, die den Buntsandstein und noch jüngere Ablagerungen durchsetzen, beweisen, daß sich auch später noch Spalten gebildet haben.

Doch wir dürfen über diesen Gangstudien den eigentlichen Zweck unserer Exkursion nicht aus den Augen verlieren. Wir kehren auf dem gleichen Wege zum Talausgang zurück, um von jetzt an ohne Aufenthalt auf der Straße, die wir verlassen hatten, weiter zu wandern. An zwei Mühlen und dem Sanatorium Stammberg vorbei erreicht man in einer halben Stunde die Stelle, wo die Straße nach Altenbach abzweigt. Der Berg zur Linken ist der Schafpferch; er besteht in seiner westlichen Hälfte aus Granit, östlich aus einem auf der Karte als „Mittleres Rotliegendes“ bezeichneten Trümmergestein. Die Grenze, die wir in wenigen Minuten erreichen können, wird durch eine Verwerfungsspalte gebildet, an der das Rotliegende gegen den Granit abgesunken ist. Rechts erhebt sich noch 160 Meter über die Talsohle der Wendenkopf, durch seinen Aufbau aus Granit, Rotliegendem und Porphyr ein kleines Abbild des Ölbergs.

Wir verfolgen aber nicht den Weg nach Altenbach, sondern biegen rechts in das Katzenbachtal ein, durch das die Straße hinauf nach dem Schriesheimer Hof, nach Wilhelmsfeld und ins Steinachtal weiterführt. Kaum haben wir das von Süden einmündende Tal erreicht, so sehen wir hoch oben im Hintergrunde die horizontale Kammlinie des Weißensteins mit seinem mächtigen Aussichtsturm. Unsere Straße führt am südlichen Abhang des Leichtersbergs entlang, der fast ganz aus den Gesteinen des Rotliegenden aufgebaut ist. Überall am Abhang findet man zwischen verwittertem Grus größere Bruchstücke des Gesteins. Viele sind auffallend mürbe und lassen sich leicht zerschlagen, andere porphyrartig hart. Wenn die Gesteinsmasse homogen erscheint, sind die frisch angeschlagenen Flächen ziemlich eben oder flach muschelig und rauh anzufühlen. Viel häufiger aber zeigt das Gestein eine ganz unebene, höckerig rauhe Oberfläche und die Neigung, in unregelmäßige Lagen zu zerfallen oder schuppig abzublättern. Auch harte und scheinbar frische Stücke sind bisweilen voll unregelmäßiger Hohlräume, die an den schlackigen Porphyr vom Wachenberg erinnern.

Die Farbe des Gesteins geht von weiß oder grau durch alle

Stufen des Rot. Durchweg gleichgefärbte Massen sind selten, ein milchig trübes Rot ist die herrschende Farbe. Man überzeugt sich leicht, daß dies auch die ursprüngliche Farbe des Gesteins ist, das durch zahllose dunkler rote oder grünlichweiße Flecken von Stecknadelkopf- bis Erbsengröße gesprenkelt oder durch kreisrunde ineinander verfließende Entfärbungszonen in überaus charakteristischer Weise gefleckt und marmoriert erscheint.

Woraus besteht aber dieses seltsame Gestein? Suchen wir zunächst nach direkt erkennbaren Bestandteilen, so sind es wieder jene dunklen, glasartigen Quarze, die wir in der Masse feststellen können, dann Spaltstückchen und rundliche Einschlüsse von Feldspat und auffallend viele Glimmerblättchen. Aber auch Einschlüsse von Granit und anderen fremden Gesteinen stellen sich ein und werden mitunter so häufig, daß sie das Zwischenmittel an Masse übertreffen.

So läge am Ende doch hier ein porphyrisches Gestein vor, ähnlich dem von Weinheim, vielleicht durch tiefgreifende Verwitterung stärker verändert, vielleicht mehr in Form einer Decke schichtweise über das Grundgebirge ausgebreitet und die alten Vertiefungen ausfüllend?

Man hat in der Tat, als die Vorstellungen von den Gesteinen noch weniger geklärt waren, dieses Vorkommen als „geschichteten Porphyr" bezeichnet, eine Benennung, durch die sowohl der Struktur wie den augenfälligen Beziehungen des Gesteins zum Porphyr Rechnung getragen war. Daß irgend ein Zusammenhang zwischen dem Gestein und echtem Porphyr besteht, darüber kann kein Zweifel sein; das beweisen nicht nur Farbe und Härte, Struktur und Zusammensetzung des Gesteins, sondern vor allem der Umstand, daß es überall die Unterlage des Porphyrs von Handschuhsheim—Schriesheim—Altenbach bildet, daß es also an das Auftreten normalen Porphyrs gebunden ist.

Wir müssen die Frage nach der Art dieses Zusammenhangs auf sich beruhen lassen, bis wir uns noch eingehendere Kenntnisse über das Auftreten derartiger Gesteine verschafft haben. Zunächst gilt es, auf unserem Wege auf die Stelle zu achten, wo das Rotliegende aufhört und echter Porphyr sich einstellt. Kurz vor der ersten Umbiegung der Straße nach Osten sieht man frisch angeschnittenes Gestein, dessen mürbe, an Mörtel erinnernde Beschaffenheit uns sagt, daß wir uns noch im Gebiet des Rotliegenden befinden. Gleich darauf aber können wir Gesteins-

stücke auflesen und zerschlagen, die, so stark sie auch von der Verwitterung angegriffen sein mögen, sich doch als etwas vom Rotliegenden Verschiedenes, als wirklicher Porphyr erkennen lassen.

Dichtgedrängt sitzen hier in der Grundmasse die scharfbegrenzten blaßroten Feldspate, die rundlichen glasigen Quarze, die zahlreichen Glimmerblättchen. Die Grundmasse selbst zeigt nach dem Grade der Verwitterung drei Farben, trübes Violett, helleres Rot, schmutziges Weiß. Deutlich sieht man, wie die Ausbleichung Rissen und Sprüngen im Gestein folgt; wir vermissen aber jene kreisrunden weißen Flecken, die für die morschen Massen des Rotliegenden so charakteristisch waren.

Mit dem von jedem Schotterhaufen her bekannten Dossenheimer Porphyr zeigt dieser Porphyr des Katzenbachtälchens wenig Ähnlichkeit. Der auffallendste Unterschied ist hier die große Menge, dort die Spärlichkeit der Einsprenglinge. Man hat darum früher angenommen, daß hier ein älteres, dort ein jüngeres Eruptivgestein vorliege.[9] Die Auffindung von Übergängen zwischen beiden Typen in den mehr nach innen gelegenen Teilen des Porphyrs (in der Umgebung des Hartenbühls) und das genauere Studium der Lagerungsverhältnisse haben jedoch zu der Annahme geführt, daß nur ein einziger Erguß vorliegt, und der größere Reichtum an Einsprenglingen auf die langsamere Erstarrung der zentralen Masse zurückzuführen ist. Man nimmt an, daß der Eruptionspunkt sich irgendwo unter dem Weißenstein befindet, und der Porphyr sich besonders nach Westen zu als Lavastrom ergossen hat.

Auf eine Strecke von kaum 10 Minuten Länge läßt sich das Übergreifen des Porphyrs auf die Nordseite des Katzenbachtälchens verfolgen. Dann setzt wieder das Rotliegende ein, und zwar jetzt auch mit größeren, deutlich geschichteten Felsbildungen an zwei benachbarten Stellen des Weges. Einer dritten Felsbildung begegnen wir, nachdem der „Brunnen" mit der Jahrzahl 1868 passiert ist, eine vermauerte Quelle, an der man vergeblich Wasser sucht. In den schwarzen Felsen dagegen, die bald darauf in Sicht kommen und hinter Gebüsch versteckt auch auf die rechte Seite des Weges hinüberreichen, taucht zu unserer Überraschung noch einmal eine Klippe von Granit unter der Decke des Rotliegenden hervor.

Nur noch wenige Schritte weiter, so haben wir den steilen Fußweg erreicht, der die Straßenkehre nach dem Schriesheimer Hof abschneidet. Hier gewährt ein Steinbruch, der für die Ge-

winnung von Straßenschotter angelegt ist, noch einmal ausgiebige Gelegenheit zum Studium des Rotliegenden. Die Gesamtfarbe des Gesteins ist ein rötliches Grau, die kompakte Grundmasse durchsetzt von zahllosen unregelmäßig eckigen, weißen und rötlichen, aber auch schwach punktierten porösen Flecken und fremden Einschlüssen, die Zerklüftung so unregelmäßig, daß man eher an Granit als an ein geschichtetes Gestein denken möchte.



56. Rotliegendes im Katzenbachtal.
Die Schichten fallen gegen Westen.

Gehen wir wieder auf die Straße zurück, so erreichen wir kurz nacheinander das Ende der Talwiese, dann an der scharfen Wendung der Straße die obere Grenze des Rotliegenden und den Anfang des Buntsandsteins, und an der rechten Wegböschung eine starke, vorzügliches Wasser spendende Quelle.

Verfolgt man auf der Karte die Anfänge der kleinen Täler und die Austrittspunkte der Quellen, so zeigt sich, daß besonders zahlreiche Quellen ihren Ursprung im Niveau des un-

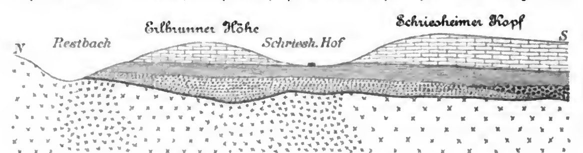
teren Buntsandsteins haben. Das ist kein Zufall, sondern eine durch die Lagerung und Struktur des Gesteins bedingte gesetzmäßige Erscheinung. Während die Hauptmasse des Buntsandsteins die bekannte feinsandige, für das Wasser leicht durchlässige Beschaffenheit besitzt, bestehen die unteren Schichten aus tonreichen,



57. Steinbruch im Hauptbuntsandstein
nordwestlich vom Schriesheimer Hof.

wasserundurchlässigen Bänken. Alles atmosphärische Wasser, das den Sandstein durchsunken hat, muß daher an den Rändern der annähernd horizontalen Grenzfläche des unteren Buntsandsteins austreten. Je größer die Wasserarmut des Sandsteingebirges im allgemeinen ist, desto auffallender kontrastiert damit der nasse lehmige, dunkelrote Boden des unteren Buntsandsteins.

Hat man genügend Zeit, so empfiehlt es sich, bis zum Schriesheimer Hof weiterzugehen. Sobald die Straße aus dem Wald heraustritt, sieht man jenseits einer Einsenkung, dem Anfang des Rimbachtälchens, einen lebhaft betriebenen Steinbruch im Buntsandstein. Der Schriesheimer Hof selbst steht auf der Paßhöhe, von der man über Wilhelmsfeld durch das Hilsbachtal nach Altneudorf im Steinachtal gelangt, in einem überaus charakteristisch gebildeten Gebirgssattel: nach West und Ost verlaufen die Talsenkungen, nach Nord und Süd springen zwei Bergzungen vor, die Erlbrunner Höhe (507 Meter) und der Schriesheimer Kopf (525 Meter). Bis auf rund 400 Meter im Westen, 370 Meter im Osten des Sattels reicht das Rotliegende talaufwärts; da wir dessen tiefsten Punkt am Eingang ins Katzenbachtal bei 210 Metern beobachtet hatten, so kommt ihm hier eine maximale



58. Profil durch Grund- und Deckgebirge am Schriesheimer Hof.

Mächtigkeit von beiläufig 200 Metern zu. Ein nordsüdlich gerichtetes Profil mag die Schichtenbildung veranschaulichen.

Die horizontalen Kammlinien der Berge im Osten und Süden sagen uns, daß hier der Buntsandstein seine Domäne hat. Nur der Katzenbuckel unterbricht, weil näher, darum auffallender als vom Königstuhl aus gesehen, mit seinem 130 Meter über die Kammhöhe aufragenden flachen Kegel das Gleichmaß der Linien. Er ist ein Fremdling in seiner Umgebung, ein jüngeres vulkanisches Gebilde.

Vom Schriesheimer Hof könnte man über den Weißenstein und Heiligenberg ununterbrochen bis Heidelberg im Buntsandstein weiter marschieren. Wir kehren bis an den Punkt unterhalb der Quelle zurück, wo zwei Waldwege in die Straße einmünden. Um den Sattel zwischen Hartenbühl und Ölberg zu erreichen, müssen wir den horizontal oder mit schwachen Steigungen auf- und abwärts führenden oberen Weg benützen. Soweit die intensiv rote, feste und lehmige Beschaffenheit des Bodens reicht und die Böschung wenig geneigt ist, sind wir im Gebiet des

unteren, wo der Sand und die Steine vorherrschen und die Böschung zur Linken steiler ansteigt, im mittleren Buntsandstein.

In dem herrlichen jungen Tannenwald, dem später Buchen folgen, vergessen wir gern für eine Weile die Geologie. Nach ³/₄ Stunden etwa ist die breite Einsenkung des Leopoldsgrunds erreicht, von wo sich eine herrliche Aussicht nach links über den Wendenkopf zur Hohen Waid, gerade aus zum Schafpferch und dahinter gegen Ursenbach, weiter östlich über den Leichtersberg zum Eichelberg (527 Meter, Granit) erschließt. Das Gebiet des Leopoldsgrundes ist stark abgeholzt und darum leicht zu überblicken. Wenn man die Westseite erreicht hat, ist darauf zu achten, daß man den Weg nicht verfehlt. Man geht abwärts bis an die Stelle, wo der erste Weg links abzweigt. Auf ihm gelangt man in mehrfachen Biegungen zu dem Sattel bei der „Jägerhütte" hinauf, wenn man sich bei Wegkreuzungen und Abzweigungen stets links hält.

Im Höhersteigen haben wir beständig den Blick auf die Granitberge nördlich vom Schriesheimer Tal mit ihren unruhigen Kammlinien und vielverzweigten Tälchen, ein überaus charakteristisches Bild gegenüber den im Osten herrschenden horizontalen Linien der Buntsandsteindecke. Noch einmal tritt die rote Farbe des untern Buntsandsteins in dem lehmigen Weg unweit der Jägerhütte hervor, wenige Schritte weiter, und wir überzeugen uns an Lesestücken, daß wir das Gebiet des Porphyrs betreten haben.

Bis man diesen Punkt erreicht, vergeht ziemlich eine Stunde; so ist Zeit genug vorhanden, um die das Rotliegende betreffenden Fragen wieder aufzunehmen, die wir unten im Tale nicht weiter verfolgt hatten.

Wir haben die Einschaltung des Rotliegenden zwischen Grundgebirge und Buntsandstein und seine engen Beziehungen zum Porphyr festgestellt. Die nächste Frage ist somit die, ob wir es mit einer lokal begrenzten, rein zufälligen Verknüpfung zu tun haben, oder ob hier eine allgemeiner verbreitete Bildung und ein gesetzmäßiger Zusammenhang vorliegt.

Ein Blick auf die Regelmannsche Karte*) zeigt, daß im nördlichen Schwarzwald genau dieselben Verhältnisse wiederkehren. Die Murg durchschneidet zwischen Gernsbach und Rotenfels eine breite Zone von Rotliegendem, die sich mit ihren Porphyren

*) Vergl. das Vorwort und die Übersichtskarte S. 176.

über das Oostal bis an den Rand der Rheinebene erstreckt, unterlagert von Granit und überdeckt von Buntsandstein. Ähnliches würden wir im Renchgebiet und im südlichen Schwarzwald, in noch größerer Ausdehnung in den Vogesen südwestlich von Straßburg feststellen können. Und genau wie der Neckar bei Heidelberg, so haben am Haardtrand bei Klingenmünster, Annweiler und Neustadt die kleineren Bäche das Rotliegende mit Melaphyr zum Teil bis aufs Grundgebirge durchschnitten, ein untrüglicher Beweis dafür, daß es auch hier überall unter der Buntsandsteindecke vorhanden ist.

Manchem, der mit der Gesetzmäßigkeit geologischer Erscheinungen nicht vertraut ist, mag diese Schlußfolgerung allzukühn erscheinen. Wer kann wissen, was unter diesem Haardtsandstein verborgen liegt? Wir müßten ihn vollständig abheben, um sicher zu erfahren, was er unter seiner schützenden Decke verhüllt! Glücklicherweise hat die Natur das Experiment etwas weiter nördlich im großartigsten Maßstab selbst schon ausgeführt. Vom Südrand des Hunsrücks und Hochwalds, von der Linie Bingen-Birkenfeld bis zur Saar, und von hier annähernd westlich bis zur Porphyrkuppe des Donnersbergs ist die Sandsteindecke in der Tat abgetragen, und damit das größte zusammenhängende Rotliegendgebiet von ganz Deutschland freigelegt.

Nimmt man hinzu, daß dicht am Rhein nördlich von Oppenheim Rotliegendes entblößt ist, daß das flache Hügelland zwischen der Main- und Rheinniederung von Darmstadt bis gegen Frankfurt aus Rotliegendschichten und Melaphyrdecken besteht, daß in Offenbach in 100 Metern Tiefe 175 Meter mächtige Schichten des Rotliegenden erbohrt wurden und daß die südwestlich von Büdingen zwischen Nidda und Kinzig sich ausbreitenden Höhenzüge daraus aufgebaut sind, so wird an der allgemeinen Verbreitung dieser Gesteine kein Zweifel mehr möglich sein.

Viel wichtiger ist aber, und zwar nicht nur aus geologischen, sondern besonders aus volkswirtschaftlichen Gründen, daß im Südwesten des Pfälzer Rotliegenden, um Saarbrücken und Neunkirchen Schichten zutage treten, die älter sind als das Rotliegende und jünger als die rheinischen Schiefer. Das sind die Steinkohlenschichten des Saargebiets, ein System von Konglomeraten, Sandsteinen und Schiefertonen mit eingelagerten Kohlenflözen, das die ungeheure Mächtigkeit von 3000—4000 Metern erreicht.

Wir haben mit diesem Hinweis eine genauere Bezeichnung für die geologische Epoche gewonnen, während der die Faltung der Schiefer und die Einpressung der vulkanischen Tiefengesteine im Odenwald stattgefunden haben muß: es war die Zeit, in der jene üppigen Schachtelhalm-, Bärlapp- und Farnwälder den Boden bedeckten, aus deren Resten im Laufe von Millionen Jahren die Steinkohlen entstanden sind und die man deshalb als die Steinkohlenperiode bezeichnet hat. Die gewaltige Höhe, zu der die Ablagerungen der Kohlenzeit anwuchsen, sagt uns aber auch, wie unbestimmt und unbefriedigend noch immer unsere chronologischen Versuche sind.

Nachdem die weite geographische Verbreitung der Gesteine des Rotliegenden festgestellt ist, erfordert die Frage ihrer Entstehung noch einmal unsere Aufmerksamkeit. Von vornherein ist zu erwarten, daß eine geologische Bildung, bei der vulkanische Prozesse eine so offenkundige Rolle gespielt haben, auf größerem Raume auch eine größere Mannigfaltigkeit von Gesteinen aufweisen wird als in dem beschränkten Umfang des von uns durchwanderten Gebiets. In der Tat nehmen, wie dies bereits angedeutet wurde, nicht nur Porphyre, sondern auch Porphyrite und Melaphyre, d. h. basische Ergußgesteine der verschiedensten Art und Ausbildungsform in ausgedehnten Durchbrüchen, Decken und Strömen am Aufbau des Rotliegenden teil. Dazwischen schieben sich die Produkte der mechanischen Zerstörung dieser und älterer Gesteine, die sich als grobe Konglomerate, als Sandsteine, als sandige Tone und Tonschiefer in Hunderten von Metern Mächtigkeit übereinander türmen. Ein Beispiel solcher grobstückigen, aus allerhand Material zusammengesetzten Trümmergesteine haben wir bereits beim Besuch des Schlosses kennen gelernt; es ist auch in Hohlwegen oberhalb von Handschuhsheim gut zu beobachten. Neben diesen rein vulkanischen Massen und mechanischen Zerstörungsprodukten sind vulkanische Tuffe, das heißt aus vulkanischem Staub und Sand sowie größeren Auswürflingen aufgebaute, vom Wasser zusammengeschwemmte und verfestigte Schichten eine häufige Erscheinung. Man erinnert sich der verheerenden Aschen- und Lapilliregen, die im Frühjahr 1906 am Nordostabhang des Vesuv niedergingen und Ottajano zerstörten. Gewaltige, aus dem Krater des Vulkans hervorbrechende Entladungen überhitzten Wasserdampfs sind die Ursachen dieser Staub- und Steinfälle, die um so furchtbarere Zerstörungen hervorrufen können, als sie sich auf viel größere Flächen auszubreiten

pflegen als die Lavaergüsse. Ist die Spannung der Dämpfe im Innern so weit gestiegen, daß sie den Verschluß des Kraters sprengt, so zerreißen und zerreiben sie infolge ihrer plötzlichen Ausdehnung das von ihnen durchtränkte Gestein in feinste Splitter, die bald als trockener Staubregen mit isolierten Kristallen und gröberen Auswürflingen vermengt in der Umgebung des Vulkans niederfallen, bald durch wolkenbruchartige Regen in Schlamm verwandelt weithin fortgeschwemmt werden.

Solche vulkanische Tuffe sind auch die den Porphyr bei Schriesheim unterlagernden Gesteine, wie in Bestätigung der gesamten sonstigen Umstände, die die Annahme wahrscheinlich machen, die mikroskopische Untersuchung bewiesen hat. Wir haben jetzt die Erklärung für die sich scheinbar widersprechenden Eigenschaften des Gesteins: seine Substanz ist mit der des Porphyrs identisch, seine Form — als geschichtetes Gestein — ist durch die Entstehung aus vulkanischem Staub, Sand und gröberen „Bomben" erklärt, seine Lagerung unter der Lavadecke entspricht den normalen Vorgängen bei vulkanischen Eruptionen.

Mit erneutem Interesse legen wir nun den letzten Teil des Weges zurück, der uns noch einmal durch das Gebiet der Tuffe führt. Wir verfolgen den gutgehaltenen Pfad auf dem Kamm bis zu einem dreiseitigen Grenzstein, der links am Wege steht und mit No. 44. 1790. und zwei gekreuzten Pfeilen bezeichnet ist. Dreißig Schritte weiter führt ein schmaler Fußweg zwischen Heidekraut erst langsam, dann rascher abwärts in die nördlichste Talfurche am Ölberg, das Kalkofental, das unterhalb der Schauenburg bei Dossenheim ausmündet. Hat man den ersten Horizontalweg erreicht, so führt der weitere Weg in der Talsohle steil abwärts; etwa da, wo die Talwiese beginnt, treten die Tuffe an die Stelle des Porphyrs.

Der Porphyr zeigt die verschiedensten Verwitterungszustände von frischen bis zu gelbweißen, mürben Massen; die Tuffe kann man, kurz bevor sich das Tal verbreitert, im Hohlweg sammeln, besonders reichlich aber an einer Stelle, wo der Boden aufgegraben wurde, um eine Quelle zu fassen. Neben verändertem Granit treten grobkörnige Gemenge aus Granitmaterial und Porphyr auf, körnige oder vollkommen dichte, gebänderte und geschichtete, lockere und verkieselte Tuffe in allen möglichen Farbenschattierungen von rot und braun, grün und grau, so daß kaum ein Stein wie der andere ist. Weiter unten aber beginnt die Zone der Dossenheimer Porphyrbrüche — wir haben also

die schon erwähnte Verwerfung überschritten, an der die Porphyrdecke abgesunken ist. Eine Weile fesselt uns der großartige Steinbruchbetrieb, nicht ohne daß wir die Verwüstungen bedauern, die hier unterhalb der Schauenburg besonders bedenklich sind;

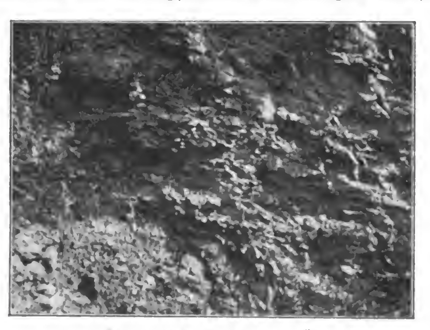


59. Aus den Porphyrbrüchen oberhalb Dossenheim.

dann wenden wir uns nach links zwischen hohen Lößwänden Dossenheim zu.

Schöner und geologisch ebenso lohnend ist der Rückweg über Schriesheim. Anstatt den Fußpfad links abwärts zu gehen, folgt man dem Hauptweg, der bald nach rechts umbiegt und die Kammlinie kreuzend am Nordabhang des Ölbergs entlang führt. Eine herrliche Aussicht hinab ins Schriesheimer Tal, hinüber auf

den vielgegliederten Bergstock der Hohen Waid und hinaus in die Rheinebene entzückt von nun an den Wanderer und entschädigt ihn für die Unbequemlichkeiten des steinigen Weges. Zwischen mächtigen Halden von Porphyrstücken und an einem verlassenen Steinbruch vorüber erreicht man endlich bei etwa 300 Metern Höhe die Nordwestkante des Berges und kann beim Durchwandern des letzten Abschnitts Tuffe in womöglich noch bunteren Farben und mannigfacheren Ausbildungsformen sammeln.



60. Metamorphe Schiefer am Ölberg.

Kurz bevor der Weg aber mit den steil von unten heraufziehenden Fußpfaden am Waldrand zusammentrifft, und links der Weg zu den großen Porphyrbrüchen am Westabhang hinüberzieht, kann man an der Böschung rechts abwärts das Vorkommen zersetzter metamorpher Schiefer verfolgen, die hier als flache, dem Granit angelagerte Scholle die südlichste Fundstelle dieser Gesteine bilden und zu dem großen von Leutershausen zur Hohen Waid hinaufziehenden, durch sein Granatgestein bekannten Schieferzug gehören. Über den Granit, durch den der Rest des Weges über die Strahlenburg zum Ausgangspunkt der Wanderung zurückführt, ist nichts Besonderes zu sagen.[10]

V. Zechsteinbildungen.

Ausflug ins Mausbachtal.

Gesetzmäßigkeiten in der Bildung von Sedimenten. Erste Feststellung bestimmter Schichtfolgen beim Kupferbergbau in der Grafschaft Mansfeld. Herkunft der Bezeichnung Rotliegendes. Kupferschiefer und Zechstein. Versteinerungen. Herkunft des Kupfers. Salzlager in Norddeutschland. Verbreitung des Zechsteins nach Süden. Zechsteindolomite und Eisenkiesel bei Heidelberg. Manganbergbau. — Unterer Buntsandstein über dem Haarlaßgranit. Bröckelschiefer und Tigersandstein. Entfärbung der Schichten. Aus dem Mausbachstollen geförderte Gesteine. Eisenkiesel auf dem Stiftsbuckel und den Büchsenäckern. Porphyr im Talgrund. Entstehung der Eisenkiesel und der Manganlager. Aussicht vom Pavillon oberhalb Ziegelhausen. Lehmgruben oberhalb des Kirchhofs.

Je mehr wir aus dem Grundgebirge in die jüngeren Gebirgsstufen übertreten, desto dringender macht sich das Bedürfnis nach bestimmten Anhaltspunkten für die Reihenfolge der Schichten, nach Maßstäben für ihr geologisches Alter, nach sicheren Kennzeichen für die Art ihrer Entstehung geltend. Wenn auch das Beispiel des Rotliegenden, das wir auf der Karte innerhalb des oberrheinischen Gebirgssystems verfolgt haben, auf eine gewisse allgemein verbreitete Gesetzmäßigkeit der geologischen Vorgänge zu deuten scheint, so ist der geographische Horizont doch noch zu eng und der Kreis unserer Erfahrungen zu beschränkt, als daß wir sie so ohne weiteres auf ganz Deutschland und gar auf Europa, oder auf alle Bildungen der geologischen Vorzeit übertragen dürften.

Die Frage ist also zu beantworten, ob überhaupt eine Gesetzmäßigkeit in der Bildung von Ablagerungen zu erkennen ist, und wie weit sie sich erstrecken kann.

Denken wir an unsere heutigen Verhältnisse, so ist klar, daß gleichzeitig die allerverschiedensten Ablagerungen entstehen. Der fundamentalste Gegensatz in dem Charakter der geologischen Erscheinungen, der besteht und bestanden hat, seit die Erde feste Form erlangte, ist der Kampf zwischen den Kräften der Tiefe und denen der Oberfläche, der Gegensatz zwischen den inneren

Vorgängen, die immer neue Störungen hervorrufen, und den äußeren Bewegungen, die sie wieder auszugleichen versuchen.

Mag der steinerne Panzer, der den Leib der Erde umspannt, noch so oft in Falten gelegt, zerrissen oder zerstückelt werden, immer wieder müssen Wasser und Wind, von der Sonne zu ewigem Kreislauf angetrieben, die Falten einzuebnen, die Höhen zu erniedrigen, die Senkungen auszugleichen streben. Würden keine inneren Störungen mehr auftreten, so müßte nach Jahrtausenden alles Festland bis zum Meeresniveau abgetragen werden und die Wogen eines die ganze Erde überdeckenden Ozeans würden in gleichmäßigem Rhythmus von Ebbe und Flut über die Sockel der alten Festländer hinwegeilen. Aber so einfach liegen die Dinge nicht. Die Erde ist nicht tot und starr; immer noch wird sie von inneren Zuckungen erschüttert, die sich in Erdbebenkatastrophen an der Oberfläche bemerkbar machen; immer noch finden, gigantischen Atemzügen vergleichbar, Hebungen und Senkungen und damit langsame Änderungen in der Verteilung von Wasser und Land statt, die den nivellierenden Kräften der Oberfläche neue Angriffspunkte bieten. Stellen wir uns irgend ein Hochgebirge vor, dessen Gestein ohne den Schutz einer zusammenhängenden Pflanzendecke Tag und Nacht, Sommer und Winter dem schroffsten Temperaturwechsel ausgesetzt ist. Die Felsen werden in ihren Fugen gelockert und abgesprengt, ihre Trümmer die steilen Abhänge hinabgerollt und von den Bächen weitergeführt. Die Bäche sammeln sich zum Fluß, die Flüsse zum Strom, der die Zerstörungsprodukte des ganzen Gebirges in sich aufnimmt und im Flachland absetzt oder ins Meer hinausführt. Hier bilden sich je nach der Art der vom Festland zugeführten Stoffe, der geringeren oder größeren Meerestiefe, den klimatischen Bedingungen sandige, kalkige, tonige Sedimente, in die auch die Reste der Organismen, die das Meer bevölkern, eingebettet werden.

Wie sich aber je nach Umständen an verschiedenen Orten gleichzeitig verschiedene Ablagerungen ausbilden, so können auf demselben Gebiet nacheinander verschiedene Arten von Absätzen entstehen, wenn sich die Verhältnisse ändern. Und umgekehrt schließen wir mit vollem Recht aus einem Wechsel in der Beschaffenheit der Sedimente auf Änderung der geologischen Verhältnisse, auf andere Entstehungsbedingungen. So bewahren die Gesteinsschichten jedes Punktes der Erdrinde in unvertilgbaren Zügen seine Geschichte; unsere Aufgabe ist es, sie richtig zu deuten.

Die Versuche, die Urgeschichte der Erde auf Grund dieser Urkunden darzustellen, haben von Deutschland ihren Ausgang genommen, und zwar ist die Grafschaft Mansfeld am Ostrande des Harzes die Stätte, wo die erste genaue Untersuchung und Feststellung der Gesteinsfolge ausgeführt wurde. Mit wenigen Worten ist erklärt, weshalb gerade hier die Wiege der historischen Geologie stand. Seit vielen Jahrhunderten — urkundlich nachweisbar seit dem Anfang des 13. Jahrhunderts — wird im Mansfeldischen ein Bergbau auf Kupfer getrieben*); die Erfahrungen der Bergleute beim Abteufen der Schachte und bei der Gewinnung des Erzes haben die Grundlagen für die Unterscheidung der Schichten geliefert.

Nicht in Erzgängen, wie an den meisten anderen Orten, sondern fein verteilt in den untersten Lagen einer kalkigtonigen Schichtenfolge, die sich zwischen das Rotliegende und den Buntsandstein einschiebt, findet sich hier das Kupfer. Wo daher auf weite Erstreckung hin immer wieder dieselbe Reihe von Schichten oder „Flözen" durchsunken werden mußte, um zu dem kostbaren Erze zu gelangen, wo jeder Zoll Bodens seine ganz bestimmte, den Bergleuten aus den Erfahrungen ihrer harten Arbeit bekannte Eigentümlichkeit aufwies, da mußte der Gedanke Wurzel fassen, daß in der Aufeinanderfolge der Schichten ein festes, allgemeines Gesetz herrsche. So knüpfen sich an diesen Kupferbergbau die ersten Versuche, das „Flözgebirge" genau zu beschreiben und die alteingebürgerten bergmännischen Namen der Schichten auf weitere Gebiete zu übertragen.[11]

Als der Nullpunkt dieser geologischen Skala hat natürlich das Kupferschieferflöz selbst zu gelten. Im ganzen kaum 5—6 Dezimeter stark, ist lohnende Erzführung nur an die alleruntersten Lagen gebunden. Harte, durch Imprägnation mit kohlehaltigen Stoffen schwarzgefärbte Mergelschiefer setzen es zusammen. Unmittelbar darunter hört die Farbe und die Erzführung auf, ändert sich ganz plötzlich der Gesteinscharakter. Es folgen ausgebleichte weiße, dann intensiv rote Konglomerate und Sandsteine, die wegen ihrer technischen Wertlosigkeit totes und wegen ihrer Farbe weißes oder rotes Liegendes genannt werden. Denn alles, was die Sohle einer bergmännisch abgebauten Schicht bil-

*) Er liefert heute noch fast 90% des in Deutschland gewonnenen Kupfers. Im Jahre 1900 wurde Erz im Werte von 22 Millionen Mark gefördert.

det, bezeichnet der Bergmann als ihr „Liegendes“, als ihr „Hangendes“ dagegen, was als gefahrdrohende Decke über ihm hängt und die abgebaute Schicht nach oben begrenzt. Man erkennt hier den Ursprung des so oft schon gebrauchten, aber nicht erklärten Namens für die Konglomerate und Tuffe unter dem Buntsandstein; die umständliche Bezeichnung rotes totes Liegendes ist in praktischer Weise gekürzt worden.

Auch für das Schichtensystem, dessen unterstes Glied das Kupferschieferflöz ist, hat sich ein alter bergmännischer Name eingebürgert. Über dem Kupferschiefer folgen erst brüchige Mergelkalke, dann 5—30 Meter harter „Zechsteinkalk“, hierauf Gips, Dolomit, Ton, Salz in mehrfachem Wechsel bis zur unteren Grenze des Buntsandsteins. Man hat daher alle zwischen Buntsandstein und Rotliegendem vorhandenen Schichten als die Formation des Zechsteins*) bezeichnet.

Die Zechsteinformation ist im wesentlichen eine Meeresbildung. Das beweist schon der mineralogische Charakter der Sedimente, der so völlig von allem bisher Beschriebenen abweicht. Das beweisen aber auch die zahlreichen Reste von Fischen, die in den Schiefern, von Muscheln und andern Meeresbewohnern, die in den Kalken und Dolomiten**) stecken. Die Schiefer und Kalke müssen sich als tonige und schlammige Absätze im Meer gebildet haben, Fische und Muscheln sind, vom Schlamm bedeckt, darin verwest, ihre Hartteile, Schuppen, Skelett und Schalen, sind als Abdrücke und Versteinerungen erhalten geblieben. Auch der Gehalt der Schiefer an kohligen Substanzen läßt sich auf die zahlreichen in Zersetzung begriffenen Organismen zurückführen. Nur der Erzgehalt der Schiefer bedarf noch der Aufklärung.

Lange Zeit hat man sich vorgestellt, daß aus der Tiefe auf Spalten aufsteigende Lösungen von Kupfervitriol sich auf dem Boden eines abgeschlossenen Meeresbeckens ausgebreitet und die darin lebenden Fische vergiftet hätten. Das häufige Vorkommen krampfartig zusammengekrümmter Fische schien besonders für diese Annahme zu sprechen. Durch den Verwesungsprozeß sollte dann

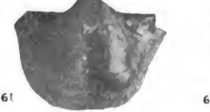
*) Die sprachliche Ableitung des Wortes ist unsicher, wahrscheinlich kommt es von dem bergmännischen Ausdruck „Zeche“.

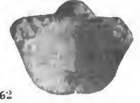
**) Der Dolomit unterscheidet sich vom Kalk durch seinen Gehalt an kohlensaurer Magnesia. Während die Kohlensäure des Kalks schon durch verdünnte Salzsäure bei gewöhnlicher Temperatur ausgetrieben wird, geschieht dies beim Dolomit erst durch heiße Säure.

der Kupfergehalt der Lösung in Form feinster Teilchen von Kupferkies, Buntkupferkies und Kupferglanz in dem Schlamm wieder abgesetzt worden sein. Neuerdings beginnt man aber an der romantischen Vergiftungsgeschichte mehr und mehr zu zweifeln und hält die nachträgliche Imprägnation der Schiefer von den zahlreichen Spalten aus, die ihn durchsetzen, für wahrscheinlicher.[12]

Wir haben die Bildungsgeschichte des Mansfelder Kupferschiefers etwas eingehender behandelt, weil er für die Entwickelung der geologischen, nach „Formationen" gegliederten Zeitrechnung von grundlegender Bedeutung geworden ist. Noch größere praktische Bedeutung als der alte Kupferbergbau, dem wir den Nachweis der weiten Verbreitung des unteren Zechsteins zwischen dem Harz und Thüringen verdanken, haben in den letzten Jahrzehnten die Bohrungen auf das Steinsalz gewonnen, das sich in der mittleren und oberen Abteilung der Zechsteinformation findet. Unter der ganzen norddeutschen Tiefebene sind Lager von Steinsalz und noch wertvolleren Salzen des Meeres nachgewiesen, die sowohl an Mächtigkeit wie an Ausdehnung auf der ganzen Erde nicht ihresgleichen haben. Es genügt, zwei Namen zu nennen: Staßfurt, den Mittelpunkt der Kaliindustrie, und Sperenberg südlich von Berlin, wo ein Steinsalzlager von mehr als 1200 Metern Mächtigkeit durch Bohrung erschlossen worden ist.

Das Vorkommen so gewaltiger Ablagerungen und Bodenschätze leitet ganz von selbst auf die Frage, ob die Spuren des Zechsteins auch weiter nach Süden verfolgt werden können. In der Tat kommt am Westrand der Buntsandsteindecke des Büdinger Waldes und des Spessarts noch einmal eine schmale Zone von Zechstein zum Vorschein. Auch hier muß in der Tiefe Steinsalz vorhanden sein, da in Büdingen und Gelnhausen Solquellen entspringen. Von Versteinerungen des Zechsteins sind besonders die grauen höckerigen Schalen eines Armfüßlers bekannt, die am Südende des Büdinger Waldes gefunden werden.





61. 62. Große Klappe von Productus horridus von außen und innen.

Vom Spessart setzt sich der Zechstein in den nordöstlichen Odenwald fort, auch hier an die Westgrenze des Buntsandsteins gebunden. Die größten

zusammenhängenden Areale sind zwischen den Dörfern Hummetroth und Mittelkinzig nachgewiesen, andere liegen am Nord- und Westrand des Morsberges bei Bockenrod.*) Merkwürdigerweise knüpft sich die in den letzten Jahrzehnten gewonnene und erweiterte Kenntnis von dem Vorhandensein des Zechsteins wie am Harz an ein Erzvorkommen, aber nicht an Kupfer-, sondern an Manganerze. Diese stellen sich bei den genannten Orten in wechselnder Mächtigkeit an der oberen Grenze des Zechsteindolomits ein, und zwar so, daß mitunter der ganze Dolomit durch Manganerz ersetzt erscheint, oder sackförmige Vertiefungen damit erfüllt sind.

Das wichtigste Manganerz, gegen das die übrigen oxydischen Verbindungen stark zurücktreten, ist das unter dem Namen Braunstein bekannte Mangansuperoxyd MnO_2. Früher mit Eisenerzen verwechselt und sehr häufig mit solchen vergesellschaftet, findet es bekanntlich in der chemischen Industrie, Bleicherei und Glasfabrikation die vielseitigste Verwendung. Aber erst seit die Stahlwerke Braunstein im großen als Zuschlag zu den Eisenerzen, zur Fabrikation von Spiegeleisen (Roheisen mit einem Mangangehalt von 20%) und Ferromangan (mit mehr als 50% Mangan) verbrauchen, ist der Abbau der Manganerze ein lebhafterer geworden. Dem wachsenden Bedürfnis verdankt auch der im Odenwald seit etwa 25 Jahren betriebene Bergbau auf Mangan seine Entstehung.

Schon länger als von den obengenannten Orten ist das Vorkommen von Zechstein mit Manganerzen bei Waldmichelbach bekannt. Der südlichste Fundort von Zechstein im Odenwald aber, zugleich das südlichste Vorkommen dieser Formation in Deutschland überhaupt, ist das Neckartal bei Heidelberg, besonders das Gebiet des oberen Mausbachtales und der Büchsenäcker bei Ziegelhausen. Schon 1830 erwähnt Bronn[13] die „mächtigen Blöcke von ockriggelbem Eisenkiesel", die auf dem Stiftsbuckel und auf den Büchsenäckern umherliegen und größtenteils aus dem Ackerboden ausgerodet worden sind. Er hält es für wahrscheinlich, daß sie ursprünglich ein Lager über dem Granit bildeten. Zehn Jahre später wurde ihre Zugehörigkeit zum Zechstein erkannt und 1880

*) Blatt Brensbach-Böllstein der geologischen Karte des Großherzogtums Hessen.

durch den Nachweis von Zechsteinversteinerungen im Eisenkiesel[14] gegen jeden Zweifel gesichert.

Diese Eisenkiesel sind aber nicht die einzigen Zechsteinspuren um Heidelberg. Im Jahr 1841 wurden bei der Brunnenanlage für das jetzt gräflich Oberndorffsche Haus an der alten Brücke (Neuenheimer Landstraße 2) zwei zusammen 0,6 Meter mächtige Bänke von grauweißem Dolomit mit Tonlagen, die Zechsteinmuscheln enthielten, unter dem Buntsandstein angetroffen. Weitere Fundstellen von Dolomit zu beiden Seiten des Neckars, die bei Benecke und Cohen angeführt sind, und der kürzlich geglückte Nachweis von Zechstein im Untergrund des Buntsandsteins von Eberbach[15] lassen es als sicher erscheinen, daß zwischen dem Oberrotliegenden und unteren Buntsandstein auch noch im südlichen Odenwald überall die Ablagerungen des Zechsteinmeeres vorhanden sind, daß dieses also wenigstens eine Zeitlang seine Fluten bis in unsere Gegend getragen hat.

Das Profil S. 28 ist daher durch eine schmale Linie für den Zechstein über dem Rotliegenden zu ergänzen. Man mag sich die Grenze selbst als Andeutung des Zechsteins vorstellen.

Wie im hessischen Odenwald, so ist bekanntlich auch im Mausbachtal einige Jahre Bergbau auf Manganerze betrieben worden. Die Reste der aus dem Stollen geförderten Gesteine sind mit den schon erwähnten Eisenkieselblöcken die einzigen jederzeit zugänglichen Dokumente des Zechsteins. Wir können beide Fundstellen im Laufe eines Nachmittages gründlich absuchen und auch Beobachtungen über den Granit und Buntsandstein mit dem Ausflug verknüpfen.

Steigt man etwa, um rasch die Höhe zu erreichen, den Zickzackweg am Anfang des Haarlaß hinauf, so bleibt man im Granit bis zur Einmündung des Fußpfades in den mittleren Guckkastenweg. An der Stelle, wo dieser vom oberen Guckkastenweg abzweigt, hat man die flache Terrasse erreicht, die das Gegenstück der Wolfsbrunnenterrasse ist, wenn sie auch durchschnittlich 30—40 Meter höher liegt als diese. Der rote Boden und die im Lehm der Wegböschung steckenden Gesteinsbruchstücke bestätigen uns, daß wir uns im Niveau des Sandsteins befinden. Eine gefaßte Quelle und nasse Stellen am Weg erinnern uns an den Quellhorizont, den wir bei der vorigen Exkursion festgestellt haben. Eine zweite sehr starke Quelle wurde unmittelbar unterhalb der Moltkehütte auf der Küblerswiese durch Nachgraben im Buntsandstein aufgedeckt (Sommer 1907).

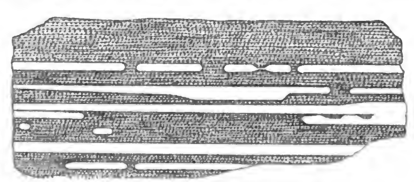
Geht man den oberen Weg weiter, so erreicht man nach kurzer Zeit die Stelle, wo links ein Weg zum Aussichtsturm auf dem Heiligenberg führt. Nach vorn öffnet sich zugleich eine hübsche Aussicht ins Neckartal, über die Büchsenäcker weg nach dem an seiner roten Narbe kenntlichen Lammerskopf und dem Auerhahnenkopf auf der anderen Talseite. Einige Schritte weiter wird links ein alter Steinbruch sichtbar, rechts unten liegen alte, mit Gestrüpp bewachsene Schutthalden.

Der eigentliche Bruch, den man vom Wolfsbrunnenweg aus fast besser übersieht als an Ort und Stelle, darf wegen der Baumpflanzungen nicht betreten werden. Aber dicht am Weg sind frische Stellen genug, um Gesteinsmaterial zu sammeln. Was vor allem auffällt, ist die plattige, ja oft geradezu dünnschieferige Beschaffenheit der Sandsteine. Man überzeugt sich leicht, daß die Schieferung in erster Linie durch das Auftreten zahlloser weißer Glimmerschüppchen bedingt wird, die lagenweise in den Sandstein eingebettet sind. Sind sie auf größere Erstreckung genau parallel, so zerfällt der Sandstein in ebenschieferige, ganz mit diesen Glimmerschüppchen bedeckte Platten und Schichten; sind sie unregelmäßiger verteilt, so entstehen unebene, blätterige Bruchstücke, die sogenannten Bröckelschiefer. Auf dem frischen Querbruch des Sandsteines erkennt man oft feinste dunklere und hellere Linien, die tonreicheren und tonärmeren Lagen entsprechen; auch dieser Wechsel in der Zusammensetzung bildet ein wesentliches Moment bei dem schieferigen Zerfall des Gesteins. Besonders reich an Ton sind die blätterig zerbröckelnden Sandsteine; oft sieht man überhaupt nichts weiter als intensiv braunrot gefärbte, auf der Oberfläche von mikroskopischen Glimmerschüppchen seidenartig schimmernde, im Querbruch erdig matt erscheinende Tonscherben. Die Sandkörner, aus denen die Platten bestehen, sind besser durch die tastenden Finger als durchs Auge zu erkennen: die Rauhigkeit der Gesteinsoberfläche verrät ihre Gegenwart. Zerreibt man ein mürbes Stück solchen Sandsteins, so erhält man ein mehliges Pulver; noch besser zeigt eine Schlämmprobe die staubfeine Beschaffenheit des Sandes.

Je reicher an Ton, desto dunkler rot ist das Gestein; der fein verteilte Ton ist also nicht nur das Bindemittel der Sandkörner, sondern auch der Träger des färbenden Eisenoxydes. Aber nur selten sind die Platten absolut gleichmäßig gefärbt; fast immer wird man sie von zahllosen grauen oder grünlichen Punkten und kreisrunden Fleckchen übersäet finden.

Da die Kreise auch auf dem Querbruch erscheinen, so ist klar, daß die entfärbten Stellen nicht flache Scheibchen sind, sondern Kugelform haben. Auch die reinen Tonmassen sind diesem Entfärbungsprozeß unterworfen. Man erklärt sich die Zerstörung des Eisenoxyds durch den Gehalt des zirkulierenden Wassers an Kohlensäure. Warum aber anstatt allmählicher Entfärbung diese scharfbegrenzten Flecken auftreten, ist schwer zu sagen.

Gewöhnlich sind die Flecken regellos im Gestein verteilt. Bisweilen sieht man sie aber zwischen parallelen Ebenen sich ausbreiten und zusammenfließen, so daß weiße Lagen mit roten abwechseln, wie die beigegebene Zeichnung erläutert. Jedenfalls begünstigen schon die feinsten Unterschiede der Korngröße der Sandlagen die Ausbreitung der Verfärbung zwischen Schichten gleicher Art, und auch die fast weißen Plättchen, die man auf der Halde neben den roten findet, sind nicht von Ursprung an weiß gewesen, sondern müssen durch Entfärbung aus normalem Sandstein entstanden sein.

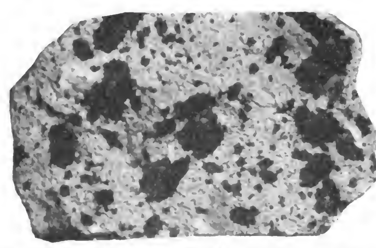


63. Entfärbung schieferigen Buntsandsteins.
$^2/_3$ natürliche Größe.

Was wir bisher beschrieben haben, setzt bei weitem die Hauptmasse des Gesteins zusammen. Aber es finden sich hier auch grobkörnigere Sandsteine von völlig abweichendem Charakter: grau und gelbgefleckte, uneben schieferige, mit roten und grünen Splittern von Ton erfüllte Stücke, und massige, grauviolette bis weiße, mit gelb- bis schwarzbraunen Flecken durchsetzte oder infolge Überwiegens dieser Flecken fast schwarzbraune Steine. Die dunklen Flecken rühren von Manganoxyden her; die Steine sind unter dem Namen Tigersandsteine bekannt und pflegen sich über den schieferigen Sandsteinen einzustellen. Sie werden noch dem unteren Buntsandsteine zugerechnet, haben aber im Odenwald im Vergleich mit den roten Schiefersandsteinen wenig Bedeutung. Ausgezeichnet entwickelt sind sie im Schwarzwald.

Wir brechen hier unsere Sandsteinstudien ab, um von dem eigentlichen Gegenstand des Ausfluges nicht länger abgelenkt zu

werden. Wir lassen den größeren, im Wald abwärts führenden Weg rechts und biegen in das Mausbachtal ein. Links begleiten uns auf eine längere Strecke die mit jungen Tannen bepflanzten Schutthalden verlassener Steinbrüche, rechts schattiger Buchenwald. Wo die Mausbachwiese sichtbar wird, folgen wir dem seitherigen Weg nicht weiter aufwärts, sondern gehen rechts entweder steil hinab oder den bequemeren Weg zwischen prächtigen Tannen und Weymouthskiefern am „Echo" vorüber auf den von der Stiftsmühle heraufführenden Hauptweg. Wenige Schritte abwärts führen uns zu dem verlassenen Manganbergwerk.



64. Tigersandstein vom Merkur bei Baden-Baden.
$^{2}/_{3}$ natürliche Größe.

Das große Tor ist der Eingang in einen Stollen, der im Granit beginnt und mit schwacher Neigung aufwärts in die darüber liegenden Sedimente und das Erzlager führte. Jetzt wird Champignonzucht darin betrieben.

Im ersten Augenblick scheint es unmöglich, auf dem eingeebneten Platze vor dem Stolleneingang irgend etwas von geologischem Interesse zu sehen. Höchstens fällt die schwarze Farbe des Bodens auf. Untersucht man die von Gestrüpp und Unkraut überwachsenen Erdhaufen rechts am Eingang, so findet man sie aus fast schwarzen, weichen Massen zusammengesetzt, die mitunter von hellgrauen, parallelen Bändern durchzogen sind. Das sind die letzten Reste des Manganmulms, die von dem früheren Betrieb liegen geblieben sind. Härtere löcherige Stücke von blauschwarzer oder schwarzbrauner Farbe sind kaum noch zu sehen. Dagegen finden wir beim Durchmustern des Platzes allerhand Bruchstückchen von Granit und Splitter eines harten hell-



65. Manganmulm mit Tonlagen
aus dem Bergwerk im Mausbachtal.
$^{2}/_{3}$ natürliche Größe.

grauen Gesteins, des Zechsteindolomits*). Er war hier noch vor kurzem in zahlreichen schönen Stücken aufgehäuft. Der abschüssige Rand des Platzes ist mit Buntsandsteinstücken überschüttet. Wir erkennen nun die ganze Fläche als die „Halde" des Bergwerkes, auf die alles unbrauchbare Gestein aus dem Stollen zusammengeworfen wurde. Sie muß also alle Gesteine enthalten, die in dem Stollen „angefahren" worden sind, die letzten in den äußeren Teilen, die zuerst geförderten mehr nach der Mitte zu. Auch jetzt noch ist es möglich, am Abhang der Halde entlang eine ganze Sammlung von Gesteinen zusammenzubringen, die richtig geordnet ein Bild von den im Innern herrschenden Verhältnissen geben.

Wir beginnen mit dem Granit, den wir in den verschiedensten Stadien der Verwitterung und Vergrusung sammeln können. Stücke mit leuchtend rosaroten Feldspaten, andere mit weißem kaolinisiertem Feldspat und violettbraun verwitterten Glimmern sind besonders häufig. Grellroter Karneol, grüne Epidotüberzüge legen Zeugnis ab von der Intensität der Zersetzung, Rutschflächen von tektonischen Störungen, schwarze moosartige Zeichnungen von der Nähe des Manganerzes. Außer verwittertem Granit kann man alle Übergänge zu Granitkonglomeraten beobachten, die durch eine tiefrote tonig-sandige Substanz oder durch Dolomit verkittet sind. Stücke, die vom Rotliegenden des Schlosses nicht zu unterscheiden sind, beweisen seine Gegenwart auch über dem Granit des Mausbachtales. Deutlich kristalline Dolomitmassen in unmittelbarer Verbindung mit Rotliegendem bringen uns jene hinter dem Schloßteich beobachteten schmalen Einlagerungen in Erinnerung: wir erkennen sie jetzt als die Vorboten des Zechsteins. Blaßrosarote kristalline Stellen im Dolomit erweisen sich als Manganspat**), überaus häufig —

*) Man achte darauf, sie nicht mit verschleppten Muschelkalkstücken zu verwechseln, die auch vorkommen. Sie sind dunkelgrau und weniger hart.

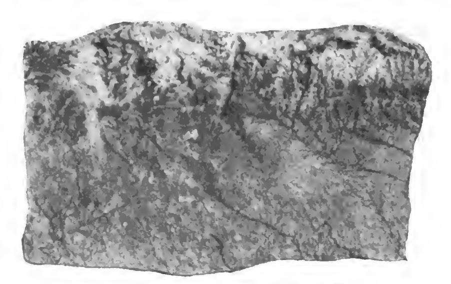
**) Das ist kohlensaures Mangan. Es existiert eine ganze Familie von kristallographisch gleichartigen, wie der Kalkspat nach Rhomboedern spaltbaren Karbonaten, eine „isomorphe Reihe", deren wichtigste Glieder hier zusammengestellt sein mögen:

Calcit, Kalkspat = $CaCO_3$
Dolomit = $CaCO_3 + MgCO_3$
Magnesit, Bitterspat = $MgCO_3$
Spateisen, Eisenspat = $FeCO_3$
Himbeerspat, Manganspat = $MnCO_3$
Kohlengalmei, Zinkspat = $ZnCO_3$.

Mangan- und Eisenspat sind als untergeordnete Beimengungen auch im Dolomit enthalten; den Zinkspat werden wir später kennen lernen.

besonders auf Kluftflächen im dichten Dolomit — sind die moosähnlichen, aber niemals von Pflanzen herrührenden schwarzen „Mangandendriten". Die Menge des Buntsandsteinschuttes endlich beweist, daß der Stollen zuletzt bis in den Buntsandstein vorgetrieben wurde.

Die Manganerze nehmen den obersten Horizont des Dolomits dicht unter dem Buntsandstein ein. Wie man sich ihr Auftreten erklärt, soll besprochen werden, nachdem wir auch dem zweiten Zechsteinvorkommen unsern Besuch gemacht haben. Wir gehen jetzt, um zu den Büchsenäckern zu gelangen, das Tal des Mausbächleins abwärts. Seine enge, in Granit eingefurchte Schlucht erweitert sich etwas unterhalb einer Wegkreuzung zu einem



66. Mangandendriten auf Porphyr.
2/3 natürliche Größe.

schmalen Wiesental, an dessen Anfang auffallend viele runde Granitblöcke liegen. Sobald wir an der Stelle angelangt sind, wo die Wiese sich auf die linke Seite des Weges fortsetzt, gehen wir den Waldweg links bis zur Kreuzung mit dem von unten kommenden Fußpfad, und folgen diesem aufwärts, bis an einer Treppe der Waldrand erreicht ist.

Schon am Anfang des Waldwegs, auch etwas weiter abwärts auf dem Hauptweg, dann aber überall zerstreut im Wald und in aufgeschichteten Haufen an der Treppe treffen wir kleinere und große Blöcke eines gelbbraunen Gesteins. Schlagen wir sie mit dem Hammer an, so geben sie lebhaft Funken. Es sind die vielgenannten Eisenkieselblöcke, die sich von hier um den ganzen Südabhang und über den Rücken der den Sandstein-

bergen vorgelagerten Granitzunge verfolgen lassen. Mattes Graubraun, leuchtenderes Gelbbraun sind die herrschenden Farben; es hält aber nicht schwer, unter den an den Feldwegen zusammengeworfenen Stücken auch blut- und ziegelrot gefärbte oder schwarz angelaufene, und außer dichten löcherig verwitterte oder mit Schwerspatkristallen durchsetzte zu finden. Dadurch erinnern die Stücke auffallend an die Eisenkiesel des Schriesheimer Barytgangs. Als ein dort nicht vorkommendes Mineral dagegen sind die blauschwarzen derben Massen von Hartmanganerz zu erwähnen, die man bisweilen antrifft.



67. Porphyrbruch im Steinbachtal oberhalb Ziegelhausen.

Um eine möglichst vollständige Übersicht über die Verbreitung der Blöcke zu gewinnen, können wir an dem Wegweiser vorbei über den Sattel weg den Fahrweg ein Stück weit verfolgen, der nach dem oberen Ziegelhäuser Tal führt. An seiner linken Böschung sind überall Eisenkieselblöcke zu Stützmauern verwendet. Haben wir uns davon überzeugt, so kehren wir zum Wegweiser zurück, um von hier geradeaus über den ganzen Rücken wegzuwandern und die herrliche, wenig gewürdigte Aussicht zu genießen. Nach Norden zeigt sich ein eigentümlich symmetrisches Bild: die Talgabelung, die links nach dem Kreuzgrund oder Steinbachtal, rechts nach Peterstal hinaufführt. Der Berg zwischen beiden Tälern ist der Apfelskopf, die horizontale Linie im Hintergrund die Wasserscheide gegen das Kanzelbach- und

Steinachtal. Im Talgrund rechts ist der Steinbruch sichtbar, von dem die Bilder eine Totalansicht und eine besonders charakteristische Stelle wiedergeben: wir erkennen in beiden die uns vertrauten Porphyrsäulen wieder. Hier unten und im Stein-



68. Plattige Absonderung des Porphyrs im Steinbachtal.

bachtal eine Viertelstunde weit aufwärts tritt noch einmal der Dossenheimer Porphyr zutage. Ein Teil des Stroms muß sich also von der Ausbruchsstelle nach Südosten gewendet haben. Verschleppte Stücke des Porphyrs können wir

auch auf unserem Weg auflesen; sie haben meistens eine weiße Verwitterungsrinde, im Innern aber sind sie auffallend frisch, von dunkelblutroter Farbe und reich an Einsprenglingen von Feldspat und Quarz.

Weiter talabwärts, auf dem Rücken oberhalb des Friedhofs von Ziegelhausen, sind große Lehmgruben sichtbar. Sie liefern das Rohmaterial für die Ziegel und Backsteine, deren Herstellung dem Dorfe den Namen gegeben hat. Wir werden in anderem Zusammenhang darauf zurückkommen.

Wenn sich der Weg dem Ende der Bergzunge nähert, wird er grasig und führt steil abwärts bis zu einem horizontalen Weg in halber Höhe des Berges; ein Wegweiser leitet ostwärts zu einem Pavillon, von dem man eine ganz entzückende Aussicht genießt. Auch auf dem vom Wegweiser gegen Westen zu führenden Teil des Wegs hat man prächtige Blicke auf den Neckar und die gegenüberliegenden Berge. Bei einer Gruppe von Bänken im Schatten von Roßkastanien mündet der Weg in die von unten kommende Fahrstraße ein. Dieser müssen wir jetzt aufwärts folgen, bis wir an einem eingezäunten Kirschbaum eine Weggabelung erreichen. Hatten wir schon vor der Einmündung des Wegs, besonders aber an großen Felsen am rechten Abhang den Kastanien gegenüber Granit feststellen können, so beginnen jetzt die Eisenkieselblöcke sich wieder einzustellen. Ein besonders großer Block liegt am Wege, andere sind zu Stützmauern zusammengetragen. Immer schöner entwickelt sich die Aussicht gegen Heidelberg hinaus. Von dem Kirschbaum an gehen wir links den grasigen Feldweg weiter; eine im September 1907 neu errichtete Schutzhütte dient als weithin sichtbares Wegzeichen. An dem Feldweg haben wir zum letzten Mal, aber auch in ausgiebigster Weise Gelegenheit, alle Eigentümlichkeiten der Eisenkieselblöcke zu studieren, denn eine über 100 Schritt lange niedere Mauer aus solchen Blöcken zieht sich an der grasigen Böschung hin. Dann führen verschiedene Wege durch die Äcker oder den Wald abwärts zur Stiftsmühle.

Wir beschließen den heutigen Ausflug, indem wir einige noch nicht geklärte Fragen behandeln, die sich an das Auftreten des Zechsteins im Neckartal knüpfen. Wir haben bereits die Gründe für die Deutung der Eisenkieselblöcke als Reste der Zechsteinformation kennen gelernt. Wir wissen aber noch nicht, wie die Entstehung dieses Gesteins aus Dolomit und wie die Bildung der Manganerze im Dolomit zu erklären ist. Wir

dürfen jedenfalls annehmen, daß überall über dem Rotliegenden unserer Gegend eine schwache, vielleicht 1—2 Meter mächtige Decke von Zechsteindolomit lag. Das Gestein ist in normaler Beschaffenheit schon im Mausbachtal und weiter westlich bis Neuenheim, ebenso gegenüber den Büchsenäckern längs dem Wolfsbrunnenweg nachgewiesen. Die in den Eisenkieseln enthaltenen Versteinerungen beweisen, daß auch hier Dolomit vorlag. Es kann sich also bei dem Vorkommen auf den Büchsenäckern nur um nachträgliche Veränderung des Dolomits



69. Stützmauer aus Eisenkieselblöcken in den Büchsenäckern oberhalb Stift Neuburg.

handeln, die in einer Verkieselung, einer Durchdringung des Gesteins mit Kieselsäure und Verdrängung der ursprünglichen Substanz bestanden hat.*) Man wird wohl annehmen müssen, daß zu einer Zeit, als die tonigen Schichten des unteren Buntsandsteins längst den Zechstein überdeckt hatten, heiße, kieselsäurehaltige Quellen in den Klüften des Granits aufgestiegen sind und sich unter der undurchlässigen Tondecke aus-

*) Die Kiesel enthalten etwa 95 Prozent Kieselsäure und 3 bis 4 Prozent Eisenoxyd. Benecke u. Cohen S. 289.

gebreitet haben. Der Eisengehalt des Dolomits wurde in Form von Brauneisen festgehalten, während mit der Kieselsäure zugleich Schwerspat und Mangan aus der Tiefe zugeführt und die leichtlöslichen Karbonate des Kalks und Magnesiums vom Wasser fortgeführt wurden.

Die Ähnlichkeit zwischen dem verkieselten Dolomit und den Eisenkieseln des Schriesheimer Ganges ist so auffallend, daß wohl auch eine ähnliche Entstehung anzunehmen ist. Der Unterschied zwischen beiden Bildungen bestände nur darin, daß bei Schriesheim die Thermalquellen in einer weiten Kluft direkt ihren Gehalt an Baryt, Kieselsäure und Eisen absetzten, während sie hier auf engen Spalten aufsteigend zwischen Buntsandstein und Zechstein zu horizontaler Ausbreitung gezwungen wurden und zugleich auflösend auf die Zechsteindolomite einwirkten.

Das Auftreten der vereinzelten Blöcke auf dem Rücken des Berges ist ähnlich wie das der Quarzitblöcke im Odenwald zu erklären. Als die Abtragung des Deckgebirges durch den Neckar bis auf den Granit fortgeschritten war, widerstand die verkieselte Schicht dem weiteren Einschneiden und der Verwitterung stärker als die nicht veränderten Teile, und das Neckarbett verschob sich langsam südwärts. Die Reste der Decke aber trotzen heute noch allen Angriffen, oft genug auch dem Hammer des Geologen.

Größere Schwierigkeiten bereitet die Erklärung des Auftretens der Manganerze. In den Erläuterungen zu Blatt Heidelberg[16] wurde die Ansicht vertreten, daß der Mangangehalt dem Buntsandstein entstamme, der ja gerade in seinen unteren Teilen reichlich Mangandendriten u. dgl. enthalte; eine Zufuhr vom Grundgebirge her sei ausgeschlossen. Aber schon ein Jahr darauf machte Chelius in seiner Schilderung der Odenwälder Manganerzlager[17] dagegen geltend, daß die Schieferletten und roten Tone des Buntsandsteins völlig wasserundurchlässig seien. Er nimmt an, daß die Manganerze einer chemischen Umsetzung des mangan- und eisenhaltigen Dolomits, also der Auflösung der Hauptmasse des Dolomits und dem Niederschlag des Mangan- und Eisengehalts in Form von Oxyden ihre Entstehung verdanken; die tonigen Massen, mit denen die Manganmulme gewöhnlich zusammen vorkommen, sind danach ebenfalls Rückstände dieser Umsetzung, die nach Art der Lehmbildung aus Löß von der Oberfläche des Dolomits aus noch vor Beginn der Buntsandsteinbildung stattfand. Aber auch diese Erklärung stößt auf Schwierigkeiten. Salomon[18] hat in seiner 1903 erschienenen

Arbeit ausgeführt, daß die Manganerze jedenfalls nicht allgemein die Reste der Auflösung eines schwach manganhaltigen Dolomits sein können. Denn er hat im Zechstein von Eberbach drei in ihrer Form unversehrte, aber in Manganmulm verwandelte Zechsteinmuscheln entdeckt und die Erhaltung des Volumens der in Mangan umgewandelten Dolomitbänkchen sowohl bei Eberbach als im Stollen des Manganbergwerks im Mausbachtal nachweisen können. Er nimmt daher eine langsam wirkende Verdrängung des Dolomits durch thermale Manganlösungen und eine nachträgliche Umwandlung des Manganspats in Manganoxyde an.

Noch weiter auf Einzelheiten einzugehen, verbietet der Raum und der Zweck des Buches. Wer sich für den Gegenstand besonders interessiert und die mit den Manganerzen auftretenden Mineralien kennen lernen und sammeln will, sei nochmals auf die Erläuterungen zu Blatt Brensbach hingewiesen.

VI. Der Buntsandstein.

Ausflug nach Neckargemünd.

Verbreitung des Buntsandsteins im Odenwald. Die vier Buntsandsteingebiete Deutschlands. Ursprüngliche Verbreitung, Überdeckung mit jüngeren Sedimenten, Abtragung durch die Tätigkeit des fließenden Wassers. Aufschlüsse über die horizontale Ausdehnung und Mächtigkeit der Schichten durch den Bergbau. Auskeilen der Schichten gegen die natürlichen Grenzen hin. Gliederung des Buntsandsteins. Transgression der Sandbildungen.

Weg von Ziegelhausen nach Neckargemünd auf der Nordseite des Neckars. Eigentümlichkeiten der Talbildung; Erklärung des Wechsels von Steil- und Flachufern. Das Trockental von Neckargemünd bis Wiesenbach als alter Neckarlauf; die Neckargemünder Flußschlinge.

Zusammensetzung des normalen Buntsandsteins. Dünen an Küsten und in Wüsten. Dünenschichtung des Sandes. Trockenrisse und Wellenfurchen. Entstehung der Tongallen. Kriechspuren, Reste von Reptilien und Pflanzen. Unteres und oberes Geröllniveau. Bildung der Felsenmeere im Hauptkonglomerat. Pseudomorphosensandstein und Kugelhorizont. Entstehung der Sandkristalle. Die rote Farbe der Sande als Anzeichen eines Wüstenklimas. Rotliegendes und Keuper, Salzlager im Zechstein und Muschelkalk.

Haben wir im Zechstein eine Formation kennen gelernt, die sich nur an wenigen Punkten des Odenwalds oberflächlich bemerkbar macht und für seine Gliederung ohne jede Bedeutung bleibt, so ist der Buntsandstein die mächtigste und verbreitetste Sedimentbildung des Gebirges. Wem wären die langen waldbedeckten Sandsteinrücken unbekannt, wer hätte nicht schon im nördlichen oder östlichen Odenwald eines jener freundlichen Wiesentäler durchzogen, durch die die munteren Bächlein ihr kristallenes Wasser dem Neckar oder Main zuführen, wer kennt nicht wenigstens das vielgewundene tiefe Durchbruchstal des Neckars selbst, dem die roten Wände der Steinbrüche, das Grün der Wälder, die bunten Flecken der zwischen Obstbäumen und Gärten hervorlugenden Dörfer und Städtchen, die alten Burgruinen und Kapellen einen so unvergleichlichen Schmuck verleihen!

Oberhalb Nußloch schneidet die nach Baiertal ziehende Straße die am weitesten nach Süden vorgeschobenen Sandsteinberge. Von da zieht sich die Grenze des Buntsandsteins im

Bogen gegen Bammental und Wiesenbach, erreicht ostwärts in unregelmäßiger Linie bei Binau den Neckar, folgt von Neckarburken an dem Elztal und zieht sich nordöstlich über Buchen und Walldürn bis an den Main und die untere Tauber. Alles Gebirgsland, was von dieser Grenze gegen Norden und Westen liegt — etwa bis zu der Linie, die durch die Höhen des Weißensteins (552 Meter), des Hardberges (592 Meter), des Lärmfeuers (501 Meter), des Morsberges (517 Meter), des vulkanischen Otzberges (368 Meter) bezeichnet wird — also ein



70. Buntsandstein am Südende des Odenwalds.
Straße von Nußloch nach Baiertal.

Gebiet von etwa der doppelten Größe des vorderen, kristallinen Odenwaldes, gehört zum Buntsandsteinodenwald.

Mit dem Odenwald selbst endigt aber keineswegs der Buntsandstein. Wohl verschwindet er im Süden und Osten unter den Schichten des Muschelkalkes, nach Nordosten aber ist der Main so wenig eine Grenze des Gesteins wie der Neckar bei Heidelberg. In zunehmender Breite erstrecken sich die Buntsandsteinflächen durch den Spessart, umklammern sie das Vogelsgebirge von Süden, Osten und Norden bis ans Lahntal bei Marburg und Gießen, breiten sich ostwärts bis zur Fränkischen

Saale aus, senden südlich vom Thüringer Wald über Meiningen und Hildburghausen einen sich auskeilenden Fortsatz bis jenseits Bayreuth und dringen nach Norden bis an den Harz und nach Nordwesten bis an den Rand des westfälischen Tieflandes vor, das sie im Teutoburger Wald umsäumen. Sie fehlen aber auch nicht im Norden des Thüringer- und Frankenwaldes, sie kehren in Oberschlesien wieder, sie bedecken von Commern am Westrand der Kölner Bucht südwärts bis Trier einzelne Teile des Rheinischen Schiefergebirges, sie umschlingen als zusammenhängendes Band den Westen und Süden dieses Gebirges, sie begrenzen in breiter Front bis südlich von Straßburg die Rheinebene, um sich endlich hinter die Granit- und Gneismassen der Südvogesen in französisches Gebiet hinüberzuziehen. Kehren wir zum Schlusse wieder auf die rechte Rheinseite zurück, so treffen wir Buntsandstein in einem zusammenhängenden schmalen Streifen von Waldshut über Villingen und Schramberg bis Freudenstadt, sehen ihn dann jene breite, von Murg, Enz und Nagold durchschnittene, mit herrlichen Tannenwaldungen bedeckte Hochfläche des nördlichen Schwarzwaldes bilden und zwischen Baden und Durlach wieder bis an den Rand der Rheinebene vortreten.

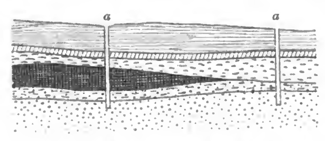
Somit ergeben sich vier größere, in sich zusammenhängende Buntsandsteingebiete: das oberschlesische, das große mitteldeutsche von Heidelberg bis Hannover, das linksrheinische und das des Schwarzwaldes, und es drängt sich von selbst die Frage auf, ob nicht diese geologisch gleichartigen Landschaften einmal eine einzige große Fläche bildeten, und wie weit sich ursprünglich ihre Grenzen erstreckten.

Es ist klar, daß die geologische Karte eines Landes nur die heute bestehende, oberflächliche Verbreitung der Formationen darstellt. Von ihrer ursprünglichen Ausdehnung kann sie, je älter die Formationen sind, desto weniger ein zutreffendes Bild geben. Denn wenn auch keine Störungen in der Lage, keine Faltungen und Verschiebungen stattgefunden haben, so sind doch jedenfalls große Gebiete abgetragen, andere wieder durch jüngere Ablagerungen bedeckt worden. Durch beide Vorgänge aber muß dieselbe Wirkung erzielt worden sein: wesentliche Verkleinerung der ursprünglich von der Formation bedeckten Fläche.

Wollen wir daher das Bild der ursprünglichen Verbreitung wieder herstellen, so sind wir auf Vermutungen und Konstruktionen angewiesen. Nehmen wir an, ein ungestörtes, aber mannigfach zusammengesetztes Schichtensystem werde von einem reich

verzweigten Flußnetz durchzogen, so leuchtet ein, daß durch die Talbildung die obersten Schichtentafeln in einzelne inselartige Stücke aufgelöst werden, die mittleren den vielfach ausgezackten breiten Sockel dieser Inseln bilden, die unteren in Form schmaler Bänder die eingetieften Talränder begleiten und die tiefsten im Talboden zum Vorschein kommen. Es genügt, den Lauf des Kocher, der Jagst, der Tauber auf der geologischen Karte zu verfolgen, um diese Regel bestätigt zu finden. Umgekehrt wird man die zu Inseln aufgelösten Schichten einer Formation zu einer einzigen Decke vereinigen, und die in den Tälern bloßgelegten älteren Schichten unter den jüngeren in Gedanken durchführen müssen, um ein richtiges Bild ihrer Verbreitung zu gewinnen.

Den natürlichen Aufschlüssen, die durch die Erosion des Wassers geschaffen worden sind, stehen die Tiefbohrungen und Bergwerke als künstliche zur Seite. Es bedarf nach den beim Zechstein gemachten Ausführungen keines weiteren Hinweises, daß die Profile der durchsunkenen Schichten für die Feststellung der Ausdehnung und Mächtigkeit der Formationen von unersetzlichem Wert sind. Aber die Zahl der Tiefbohrungen ist doch beschränkt, und zu rein wissenschaftlichen Zwecken können die großen Summen nicht aufgebracht werden, die eine solche Anlage verschlingt. Das Hilfsmittel versagt überdies, wenn die Tiefe zu groß wird. Wir müssen uns daher noch nach anderen Kennzeichen umsehen, nach denen die Verbreitung einer geologischen Formation beurteilt werden kann, und finden ein solches in der Beobachtung der Mächtigkeit ihrer Schichten. Wie die Kohlenflöze und Salzlager sich nicht unbegrenzt weit erstrecken, sondern unter allmählicher Abnahme ihrer Stärke schließlich verschwinden oder „auskeilen", so muß auch die mächtigste und ausgedehnteste Schichtenreihe irgendwo ihre Grenze finden; wir werden ihr in demselben Maße näher kommen, als ihre Schichten schwächer und schwächer werden. Hören wir beispielsweise, daß die Gesamtmächtigkeit des Buntsandsteins im nördlichen Odenwald 500—600 Meter, bei Heidelberg 450 Meter, bei Freudenstadt im Schwarzwald

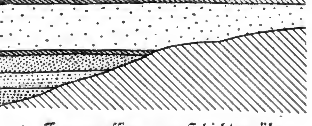


71. Auskeilen eines Lagers.
Bei a Versuchsbohrungen.

270—300 Meter, bei Waldshut nur 15—20 Meter beträgt, so sind wir gewiß, daß er nicht weit von dem heutigen Rheintal zwischen Konstanz und Basel seine natürliche Grenze gehabt haben muß. Umgekehrt ist klar, daß wenn die Schichten des Buntsandsteins bei Heidelberg und gegenüber am Haardtrand annähernd die gleiche Mächtigkeit aufweisen, die Lücke zwischen den beiden Gebirgsrändern nicht einer natürlichen Grenze des Buntsandsteins entspricht, sondern erst in einer jüngeren geologischen Epoche entstanden ist.

Alle diese Beobachtungen und Erwägungen führen zu dem Schluß, daß während der Bildung des Buntsandsteins, oder wenigstens während des längsten Teiles dieses Zeitraums Deutschland eine einförmige Sandfläche gebildet hat, aus der nur wenige alte Gebirge, wie das böhmische Granitmassiv, wie Inseln hervorragten.

Wenn wir die Einschränkung gemacht haben, daß diese Bedeckung nicht für die ganze Zeit anzunehmen sei, so soll damit einem Umstand Rechnung getragen werden, der bis jetzt nicht ausdrücklich hervorgehoben worden ist. Die Beschaffenheit der Sandsteinbänke bleibt nicht durch die ganze Mächtigkeit der Formation hindurch dieselbe, und die Ausdehnung der von bestimmten Schichten eingenommenen Flächen zeigt beträchtliche Schwankungen. Die genauere Durchforschung der Sandsteingebiete hat ergeben, daß man bei vollständiger Entwickelung der Formation drei Stufen voneinander abtrennen kann, die sich nach der Gesteinsbeschaffenheit deutlich unterscheiden: den unteren Buntsandstein, den wir schon auf den letzten Exkursionen kennen lernten, den mittleren oder Hauptbuntsandstein, die mächtigste Stufe, der die jetzige Exkursion gelten soll, und den oberen oder das Röt, das wir bei der nächsten Exkursion kennen lernen werden. Diese drei Stufen sind nicht überall entwickelt, besonders fehlen die unteren Stufen im Süden der Vogesen und des Schwarzwaldes. Wir sehen daraus, daß die Sandbedeckung sich erst allmählich so weit nach Süden ausgedehnt hat und erkennen in dieser Überdeckung des älteren Gebirges durch die Sandmassen einen außerordentlich wichtigen, den Wechsel der Formationen bestimmenden Vorgang.



72. Transgression von Schichten über älteres Gebirge.

Bevor wir aber weiter in die Fragen nach der Entstehung des Buntsandsteins eingehen können, müssen wir ihn einmal in seiner typischen Ausbildung als „Hauptbuntsandstein" studiert haben. Wir brauchen zu diesem Zwecke nur einen der großen Steinbrüche im Neckartal aufzusuchen, die stets reiches Material für Beobachtungen liefern.[19] Wer es eilig hat, kann direkt nach Neckargemünd fahren und die dem Bahnhof gegenüberliegenden Brüche am Felsenberg oder die Rainbacher Steinbrüche oberhalb der Eisenbahnbrücke über den Neckar besuchen. Besser ist es, wir fahren bis Schlierbach und machen den Weg von Ziegelhausen an zu Fuß. Wir können dann auch die Eigentümlichkeiten des Talbaues leichter übersehen, als es vom Eisenbahnzug aus möglich ist.

Die Granitfelsen im Neckar, die rote Schramme des Neckarberges oder Lammerskopfes, die wir während der Überfahrt betrachten, der Steilabfall der Sandsteinberge hinter Ziegelhausen und der auf der Gegenseite dem bewaldeten Berghang vorgelagerte Landstreifen sind uns von der vorhergehenden Exkursion bekannte Dinge. Kurz vor der Fabrik am Ausgang des Bärentales zieht sich ein frisch angelegter Weg empor; der steile Abhang zur Linken ist mit Faschinen befestigt, da das Gestein hier aus zerfallenden lockeren Sandmassen besteht. Quarzgerölle von verschiedener Größe und Farbe liegen am Abhang zerstreut: sie sind an der Basis des Hauptbuntsandsteins häufig und kennzeichnen das untere Geröllniveau.*) Steigt man das Sträßchen weiter empor, so sieht man an der Biegung feste Bänke anstehen, zwischen denen in horizontaler Richtung eine Lettenbank ausstreicht, an der sich schwache Quellen zeigen. Entfärbte Stellen folgen den Klüften, da und dort sind auch schwarze Mangankrusten zu sehen.

Haben wir den Wiesengrund des Bärenbachtälchens passiert, so lassen wir gern einmal den Blick auf die durchwanderte Strecke zurückschweifen, um die hier so malerischen Bergformen und den bogenförmigen Lauf des Flusses zu überschauen. Mehr und mehr verschmälert sich der Landstreifen am südlichen Neckarufer, so daß an der Stelle, wo unsere Straße den Wald durchschneidet, auf beiden Seiten des Flusses ein eigentliches Vorland

---

*) Weniger passend, wenn auch viel gebraucht ist die Bezeichnung „unteres Konglomerat". Die Quarzgerölle in den Sandsteinen dieses Horizontes sieht man z. B. an den Mauern am Graimbergweg.

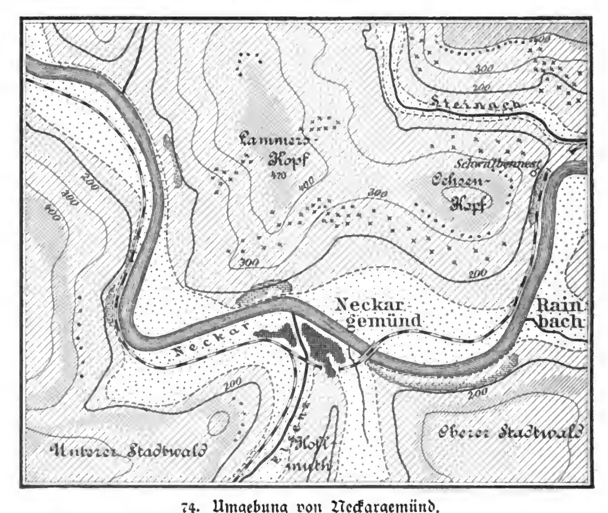
fehlt; indem die beiden Bergabhänge näher zusammenrücken, erhält der Talquerschnitt völlig symmetrische Form. Aber kaum haben wir den Wald durchschritten, so beginnen die Berge auf unserer Seite zurückzuweichen und einer breiten, flachgewölbten Landzunge Platz zu machen, über die unser Weg hinüberführt, während auf dem jenseitigen Ufer bewaldete Abhänge emporstreben. Laut tönt, von den Wänden zurückgeworfen, das Brausen des Neckars, das Dröhnen eines vorübereilenden Zuges an unser Ohr; ein alter Steinbruch vor dem Kümmelbacher Hof bezeichnet ungefähr die Grenze des Steilufers, dann beginnt auch drüben eine auffallende Verbreiterung des Tales. Wo unser Weg sich



73. Rückblick auf Ziegelhausen östlich vom Bärenbachtal.
Neckarkurve mit Flach- und Steilufer.

wieder senkt, kommen die ersten Häuser von Neckargemünd in Sicht, und man beginnt die ganze Ausdehnung der Talerweiterung zu übersehen, in deren Mitte das Städtchen liegt. Auch der Neckar taucht wieder hervor, den wir aus den Augen verloren hatten, und schon blicken die roten Wände der Steinbrüche am Felsenberg durch das Geäst, das erste Ziel unserer Wanderung. Dicht über dem unten vorbeiziehenden Fluß führt die Straße nach Kleingemünd, nur ein schmaler Landstreifen ist noch für die Lagerung und Zurichtung der Sandsteine ausgespart, die hier gewonnen werden. Gegenüber aber drängen sich zwischen Elsenz und Neckar die Häuser des alten Städtchens, dehnen sich auf der weiteren Fläche im Bahnhofsgebiet die neuen Villen. Als schmale, spitze Bergzunge zieht sich der Hollmuth hinter der Stadt nach

Süden, von der Elsenz und dem weiten wasserlosen Tal umfaßt, durch das die Straße nach Wiesenbach und Bammental führt. Nach Osten zu endlich, am Fuße des breiten Rückens, der das Bild abschließt, leuchten dicht am Neckar die großen Rainbacher Brüche aus dem Bergwald hervor, und der steilen Wand entspricht wieder ein starkes Zurückweichen der Berge auf der gegenüberliegenden Seite hinter Kleingemünd. Eine so häufige



74. Umgebung von Neckargemünd.
An den punktierten Stellen im Neckartal ist der Buntsandstein von Löß und Lehm bedeckt. Die enger schraffierten Teile des Buntsandsteins deuten das Hauptkonglomerat an, die Kreuzchen zerstreute Blöcke desselben, die dicken Punkte den Kugelhorizont.

Wiederholung derselben Talform, ein so regelmäßiger Wechsel zwischen steilwandigen und flachen Ufern kann nicht auf Zufall beruhen. Es ist auch nicht schwer, den Grund der Erscheinung zu finden, wenn man beachtet, daß die steilen Talwände mit den Steinbrüchen stets auf der Außenseite, die Flachufer mit dem Vorland auf der Innenseite von Flußkrümmungen liegen und damit die Erscheinungen vergleicht, die

an jeder Flußkrümmung auch heute zu beobachten sind. Wie die Strömung eines Flusses an der Außenseite einer Schlinge stets reißender, sein Bett tiefer ist als an der Innenseite, so daß dort mehr die Vertiefung des Flußbetts und die Unterspülung der Ufer, hier die Anschwemmung von Sand- und Kiesbänken ins Gewicht fällt, so muß es auch in jenen fernen Zeiten gewesen sein, als der Neckar sein Bett in das Sandsteinplateau einzugraben begann. Strömte das Wasser in gerader Linie, so führte die allmähliche Vertiefung des Betts zur Ausbildung einer Talrinne von symmetrischem Querschnitt; an Krümmungen aber mußte infolge der energischen Unterspülung und Abtragung auf der Außenseite nicht nur ein unsymmetrischer Querschnitt entstehen, sondern auch eine fortgesetzte Ausweitung des Bogens eintreten.

Was das Flußbett uns also heute im kleinen erkennen läßt, das zeigt der ganze Talquerschnitt als Ergebnis der Erosionswirkung von Jahrtausenden im großen.

Verfolgt man auf der Karte den Zug der Höhenkurven, so kann man sich ganz gut ein Bild von dem alten Lauf des Neckars machen, als sein Bett etwa noch in 200 Meter Höhe lag, und kann sich ausmalen, wie es seine heutige Gestalt erhielt. Man kann sich weiter vorstellen, wie zwei gegeneinander gekehrte Flußkrümmungen nach und nach sich so nahe kommen, daß die sie trennende Gesteinswand zerstört wird und der Fluß von diesem Augenblick an den kürzeren Weg über die Durchbruchsstelle einschlägt. Wo ein solcher Durchbruch stattfand, muß als Zeuge des Vorgangs ein Ringtal um einen Inselberg zurückbleiben — und umgekehrt, wo im Bereich eines Flußtales Inselberge auftreten, kann man mit großer Wahrscheinlichkeit auf das Vorhandensein eines alten verlassenen Flußlaufes schließen.

Die nächste Exkursion wird uns an dem schönsten und übersichtlichsten Beispiele einer abgeschnittenen alten Neckarschlinge vorüberführen. Aber es wäre kein Anlaß gewesen, die Möglichkeit der Bildung derartiger Schlingen hier zu erörtern, wenn nicht bei Neckargemünd selbst eine solche existierte. Wir haben den Namen des Inselbergs bereits genannt: es ist der Hollmuth, an dessen nördlicher Spitze Neckargemünd liegt. Um ihn herum wand sich einst eine mächtige Neckarschlinge; das Trockental, in dem die Landstraße nach Wiesenbach führt, bildet den östlichen, das Elsenztal, soweit es in den Buntsandstein eingesenkt ist, den westlichen Flügel der Schleife; wie weit das von der Schleife

umschlossene Gebiet nach Süden gereicht hat, müssen wir vorläufig unentschieden lassen. Aus den Höhenzahlen für das Elsenztal (120—122 Meter) und den Neckar (118,5 Meter bei der Fähre) im Vergleich zur Wiesenbacher Straße (höchster Punkt 152 Meter) erkennen wir, daß seit dem Durchbruch Neckar und Elsenz sich um etwa 30 Meter tiefer eingegraben haben. Die Durchbruchstelle selbst müssen wir in dem Gebiet zwischen Elsenzmündung und Kleingemünd suchen — ein Blick auf die Karte genügt, sich davon zu überzeugen. Über das Gebiet hinter Kleingemünd und das östliche Talstück erhält man eine gute Übersicht, wenn man an dem Denkstein hinter der Neckarbrücke aufwärts steigt. In beide Täler sieht man auf dem Hollmuth südlich der Ruine Reichenstein hinein. Von hier kann man zur Herrenmühle ins Elsenztal hinab und zum Bahnhof zurückgehen. Mehr über die Wege zu sagen, wird in einem so offen daliegenden Gebiet nicht nötig sein.

Wir haben die Ausbildung der wesentlichen Züge der vor uns liegenden Landschaft jetzt schon besprochen, um uns weiterhin ausschließlich mit der Entstehung des Buntsandsteins beschäftigen zu können. Durchmustern wir die neben der Straße liegenden Werkstücke, so fällt uns auf, daß der Steinbruch am Felsenberg keine homogenen kubischen Blöcke, sondern dicke Platten liefert, die sich durch die Buntheit ihrer Farben auszeichnen. Bleibt auch Rot die Grundfarbe, so findet sich doch kaum ein Stück, an dem nicht zahlreiche weiße oder gelbliche Zwischenlagen zu sehen sind, die an den Schmalseiten als Streifen und Bänder, auf der Plattenfläche in Form wolkiger und geflammter Zeichnungen sichtbar werden. Wir haben uns schon bei früherer Gelegenheit klar gemacht, daß der Wechsel roten und weißen Sandes nicht auf einer ursprünglich verschiedenen Färbung und Sonderung der Bestandteile beruht, sondern das Ergebnis eines nachträglichen Entfärbungsprozesses ist. Wir wollen uns jetzt mit dem Sand selbst beschäftigen.

Das feine Korn des Gesteins erschwert die Erkennung seiner Natur; an grobsandigen Stücken erkennen wir aber doch, daß die allseitig gerundeten, durchscheinenden, grauen Körnchen im wesentlichen Quarzkörnchen sind. Seltener sind weiße Feldspatkörnchen, dagegen können, wie wir schon wissen, die gelegentlichen Anreicherungen von Glimmerschüppchen wichtig werden. Zu diesen Bestandteilen des Sandes gesellt sich dann als bald völlig zurücktretendes, bald wesentliches und selbst herrschendes Element

der durch Eisenoxyd gefärbte Ton, das Bindemittel der losen Sandkörner.

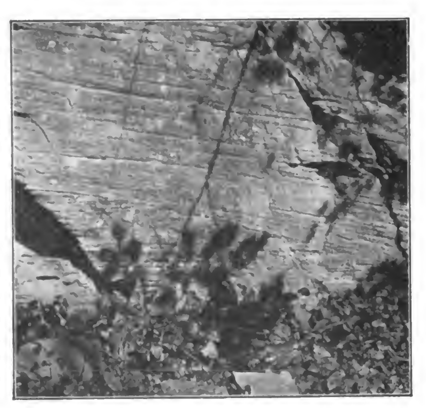
Wir wollen zunächst nur den normalen Sandstein ins Auge fassen und seine Bildung zu erklären versuchen; gelingt uns dies, so werden auch die übrigen Gesteinsvarietäten aus bestimmten Abweichungen von den normalen Bildungsumständen zu erklären sein. Woher stammt also die unermeßliche Menge der winzigen Quarzkörner, der Glimmerschuppen, die Beimengung des eisenreichen Tons? Unter welchem Klima und durch welchen Naturprozeß hat sich die Bildung der Sanddecke und ihre Ausbreitung auf ein so weites Gebiet vollzogen? Welche weiteren Umstände veranlaßten die durchgängige und ursprüngliche Rotfärbung des Tones und damit der ganzen Sandmasse?

Am leichtesten ist die erste Frage zu beantworten, wenn wir davon absehen, die Lage der alten Gebirge bestimmen zu wollen, die das Material geliefert haben. Denn wir haben jedenfalls die letzten Rückstände einer lange andauernden und durch besondere Verhältnisse begünstigten Zerstörung kristalliner Gesteine oder auch älterer sandiger Sedimente vor uns. Fragen wir aber, wo etwa heute noch Sandbildungen von solcher Mächtigkeit und horizontalen Ausdehnung, von solcher Gleichartigkeit und intensiven Färbung vorkommen, so müssen wir uns jenem Wüstengürtel zuwenden, der sich durch Afrika, Arabien und Zentralasien hindurch erstreckt. Leuchtend gelb ist der Sand der Sahara, karminrot der der arabischen Wüste Nefûd, braunrot der Sand der Wüste Kisilkum; Dünen bis zu 500 Metern Höhe hat man bei Ghadames beobachtet. Gegenüber der gewaltigen Ausdehnung dieser Wüstendünen treten die langgestreckten, schmalen Sanddünen an den Flachküsten der Meere völlig zurück, und um die Entstehung des Buntsandsteines aus Stranddünen zu begreifen, wie dies bis vor kurzem ausschließlich versucht wurde, muß man recht unwahrscheinliche Annahmen zu Hilfe nehmen.

Bevor wir uns jedoch für die eine oder andere Annahme entscheiden, wollen wir versuchen, aus der Beschaffenheit des Gesteins selbst Schlüsse auf seine Bildungsweise zu ziehen. Wir wollen dabei zu unterscheiden versuchen zwischen Vorgängen während und nach der Sandanhäufung, zwischen Bildungen an der Oberfläche und im Innern des Sandes, zwischen ursprünglichen und nachträglich entstandenen Struktureigentümlichkeiten.

Welches auch der Ursprung der Sandmassen sein mag, ob sie durch die Flüsse im Lauf von Jahrtausenden einer Niederung

oder dem Meere zugeführt sind oder ob das feste Gestein, durch Sonnenbrand und nächtliche Abkühlung zerrüttet, in Schutt und Sand zerfällt stets hat der Wind bei der Bildung der Dünen selbst die wichtigste Rolle gespielt. Wie die Seewinde zur Ebbezeit den Sand der Flachküsten landeinwärts tragen, so fegen die Wüstenstürme über die unter dem eigenen Schutt begrabenen Felsen und entführen alles, was sie von Staub und Sand mitzureißen imstande sind. Wie das fließende Wasser den Gebirgsschutt in die Ebenen hinabträgt und diese mit seinen Kies-, Sand-



75. Dünenschichtung im Buntsandstein
an einem Felsblock am Weg vom Bismarckturm nach der Schutzhütte am Philosophenweg.

und Schlammschichten ausfüllt, so sammeln sich in den Niederungen der Wüstenländer Staub, Sand und kleinere Gerölle zu wahren Sandmeeren, deren Wogen, die Dünenberge, ruhelos hin und her wandern oder, wenn die Winde vorwiegend in einer Richtung wehen, immer weiter vordringen und alles Leben vernichten.[20]

Jeder Windstoß setzt die Sandkörner schon in Bewegung; nicht nur talwärts, auch über die flach geneigten Rücken hinauf wandert der Sand, um an der steileren Böschung hinabzurollen; mit der Windstärke wechselt die Menge und Größe der bewegten Sandkörner, mit der Windrichtung ändert sich durch Abtragung

der Kämme und Auffüllung der Mulden das Relief der Dünenlandschaft. So entsteht im Sand selbst jener bunte Wechsel in der Richtung und Korngröße der einzelnen Sandschichten, den man als Dünenschichtung oder Kreuzschichtung bezeichnet, der auch bei unserem Buntsandstein so überaus charakteristisch hervortritt, wenn durch die Verwitterung die kleinen Unterschiede im Korn und in der Verfestigung noch stärker herausmodelliert werden oder durch die beginnende Entfärbung jene Streifung entsteht, die wir schon wiederholt beobachtet haben.*)



76. Trockenrisse in einer Schlammpfütze bei Binau.
August 1906 beobachtet.

Sind so die Entstehungsbedingungen für die großen Massen des Buntsandsteins geklärt, die zugleich als Bausteine am wertvollsten sind, so können wir an den auf die Halde geworfenen unbrauchbaren Platten und Blöcken noch weitere interessante Beobachtungen machen.

Wir treffen fast in jedem Steinbruch auf tonreichen Sandsteinen eigentümliche netzförmig angeordnete breitere oder schmälere Sandleisten, die nicht das Werk des Windes sein können. Weniger häufig am Felsenberg, in großer Menge in

*) Am bequemsten kann man sie an dem Mauerwerk der Heidelberger Stadthalle studieren.

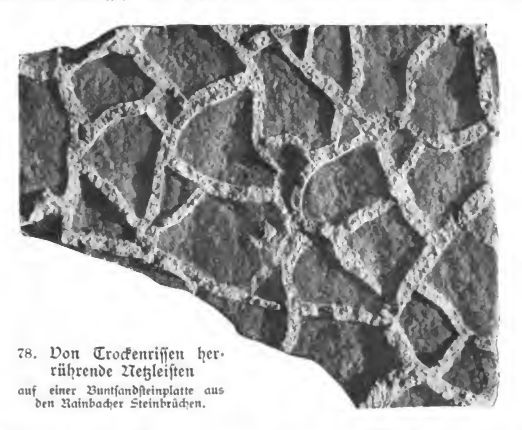
den Rainbacher Brüchen finden sich Platten, die viele Meter weit mit regelmäßigen Wellenzügen von mehreren Zentimetern Breite überdeckt und oft mit einer glänzenden, firnisartigen Tonschicht überzogen sind. Wir können uns diese beiden Bildungen nur durch eine zeitweilige Bedeckung des Sandes mit Wasser erklären, wie es sich etwa nach heftigen Regengüssen im flachen Mulden ansammeln mußte, um unter der glühenden Sonne ebenso rasch zu verdunsten. Genau wie im Sommer auch bei uns in schlammigen Pfützen der eintrocknende Ton in vieleckigen Scherben



77. Zerrissene und aufgerollte Schlammschichten aus einer Sandgrube bei Wiesbaden.

zerspringt, die sich unter Umständen zu zylindrischen Gebilden aufrollen können, so vollzieht sich der Vorgang an tausend Stellen in den heutigen tonreichen Wüstengebieten, so hat er sich auch während der Bildung des Buntsandsteins tausendmal wiederholt. Der vom Wasser zusammengeschlämmte rote Tonstaub bildete eine schlammige Schicht, die mit fortschreitender Austrocknung Risse bekam und vom nächsten Sandsturm wieder mit Sand überschüttet wurde. Der unvermittelte Wechsel feinsten Tonschlammes und groben Sandes erleichtert die Trennung von Form und Abguß: dieser zeigt ein Netzwerk von sandigen Leisten, zwischen denen Reste des Tonschlammes sitzen, jene die entsprechenden rinnenförmigen Trockenrisse. Aber auch auf die Herkunft der

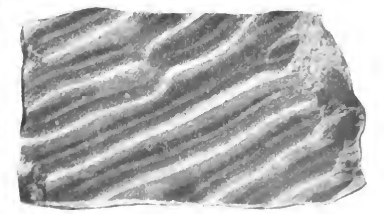
Tongallen, jener isolierten Rötelstückchen, die man in jedem Sandsteinblock antrifft, fällt jetzt Licht: sie sind weiter nichts als fort-



78. Von Trockenrissen herrührende Netzleisten auf einer Buntsandsteinplatte aus den Rainbacher Steinbrüchen.

getriebene, abgerollte, im Sand begrabene Scherben jenes ausgedörrten roten Schlammes.

In denselben vergänglichen, schlammigen Wasseransammlungen oder an den Rändern von flachen Seen mit rasch wechselndem Wasserstand mögen durch den Wind jene Wellenfurchen entstanden sein, die wir, wie bereits erwähnt, auf dünnen Platten unter dem Abraum, aber auch als natürliche Ablösungsfläche dickerer Sandsteinbänke so häufig in den Rainbacher Steinbrüchen antreffen. Die vom Wind allein im Dünensand erzeugten Sandwellenzüge können, so groß ihre Ähnlichkeit mit unseren Wellenfurchen ist,



79. Sandsteinplatte mit Wellenfurchen. Rainbacher Steinbrüche.

schon deshalb nicht in Betracht kommen, weil sie aus losem Sand bestehen, der immer wieder verweht wird, während unsere Wellenfurchen durch ihren lackartigen, tonigen Überzug deutlich die Mitwirkung des Wassers verraten.

Von ehemaligen Regengüssen legen Platten mit kreisrunden Vertiefungen, die man als Spuren von Regentropfen deutet, Zeugnis ab, von tierischem Leben an den Rändern der Wasserbecken seltsame, im Sand eingedrückte Kriechspuren, beides Dinge, die zu den selteneren Vorkommnissen gehören. Berühmt sind die Fußspuren eines unbekannten, nach der Form der Abdrücke Chirotherium, d. i. Handtier genannten Geschöpfes, die sich auf hellen, von Trockenrissen durchzogenen Sandsteinplatten über dem Hauptbuntsandstein in Thüringen einstellen, äußerst selten wirkliche Skelettreste oder ganze Skelette von Reptilien, wie sie z. B. in dem Baseler Museum aufbewahrt werden. Ebenso sind Pflanzenreste sehr selten.*) Einige Schachtelhalme, Farne und Nadelhölzer bilden die spärliche Flora; sie bezeugen, daß wenigstens zeitweise das Pflanzenleben auch in die Sandregion vordrang und dort unter gewissen Verhältnissen sich entwickeln konnte. Am allerdürftigsten aber sind die Spuren von eigentichen Wassertieren, von Fischen, Muscheln und dergleichen; ein Umstand, der als einer der schwerwiegendsten Einwände gegen die früher verbreitete Annahme mariner Entstehung des Buntsandsteins ins Gewicht fällt. Erst die obersten, den Muschelkalk unterlagernden Schichten des Buntsandsteins, die wesentlich aus roten Tonen bestehen, aber bisweilen



80. Abdruck eines Farns (Anomopteris Mougeoti) aus dem Buntsandstein von Waldhilsbach.

*) Der hier abgebildete Sandsteinblock mit Farnabdruck wurde im Sommer 1906 von Herrn Junker entdeckt; er befindet sich jetzt im stratigraphisch-palaeontologischen Institut der Universität.

auch Gips- und Salzlager und einzelne Muschelbänke bergen, können als Bildungen des langsam über den Sand vordringenden Meeres gelten. Doch wir wollen der geologischen Entwickelung und der Reihenfolge der Ausflüge nicht vorgreifen, die uns den oberen Buntsandstein im Zusammenhang mit dem Muschelkalk zeigen wird. Wir bleiben in den Steinbrüchen der Umgebung von Neckargemünd ganz im Bereich des Hauptbuntsandsteins, der noch keineswegs erschöpfend beschrieben ist, sondern noch eine



81. Pseudomorphosensandstein unter dem Schwalbennest.
Flach- und Steilufer bei Neckarsteinach.

Reihe eigentümlicher, für seine Gliederung wichtiger Erscheinungen darbietet, die zugleich großes geologisches Interesse haben.

Auf den ersten Blick scheint es unmöglich, in den einförmigen hellroten Sandmassen, die den Hauptbuntsandstein im Wesentlichen zusammensetzen, eine Gliederung nach Horizonten durchzuführen, die sich durch die Gesteinsbeschaffenheit voneinander unterscheiden. Denn daß sich die zwischen die Sandsteine eingeschalteten Lettenbänke nicht dazu eignen, kann man an jedem größeren Steinbruch erkennen: sie sind einander so ähnlich und im übrigen so

rasch wechselnde, unselbständige Glieder der Formation, daß sie keinen Anhalt zur Vergleichung entfernterer Aufschlüsse gewähren. Dagegen hat sich herausgestellt, daß das Vorhandensein oder Fehlen von Geröllen, die Ausbildung verkieselter oder dolomithaltiger Sandsteine und das Auftreten vielgestaltiger sandiger Konkretionen Eigentümlichkeiten sind, die in einer ganz bestimmten Ordnung auftreten, daher auch zur Kennzeichnung bestimmter Horizonte verwertet werden können.

Wir wissen bereits, daß der Hauptbuntsandstein mit geröll-



82. Bankung im Pseudomorphosensandstein.
Mit der Böschung parallelen, durch Druck entstandenen Klüften.

führenden Bänken beginnt. Sie besitzen in der Umgebung von Heidelberg eine Mächtigkeit von 30—50 Metern. Dann hören die Gerölle auf, um erst wieder 200—250 Meter höher in den Sandsteinen des oberen Geröllniveaus oder des Hauptkonglomerats zu erscheinen, die sich durch ihre violettrote Farbe, ihren fettartigen Schimmer und ihre außerordentliche Härte von allen anderen Sandsteinvarietäten nicht nur im Handstück leicht unterscheiden lassen, sondern an den Bergabhängen selbst die jedem Odenwaldwanderer bekannten Blockansammlungen, die Felsenmeere des Buntsandsteinodenwalds zusammensetzen.

Härte und Glanz haben wie die Blockbildung dieselbe Ursache, eine mehr oder weniger vollständige Verkieselung der Sandsteine. Die Zwischenräume der Quarzkörner sind nämlich selbst wieder durch Quarzmasse derart verkittet, daß diese jedes Sandkorn umhüllt und die vergrößerten Körnchen mit ebenen Flächen aneinanderstoßen. Zerschlägt man solchen vollständig verkieselten Sandstein, so zeigen die Bruchflächen fettigen Quarzglanz; ist das Gestein in Sand zerfallen, so zeigt dieser im Sonnenschein ein lebhaftes Glitzern, das von der Zurückwerfung der Strahlen an den Kristallfacetten der Sandkörner herrührt.

Auch das obere Geröllniveau, das in den Pfälzer Bergen zu einem wirklichen Konglomerat von unzähligen Quarzgeröllen wird, ist nur 30—40 Meter mächtig; wenn es viel mehr hervortritt als das untere, so liegt dies an der Verkieselung der Sandsteine und der hierdurch veranlaßten Blockbildung. Natürlich sind die Grenzen der Blockmeere kein sicheres Kennzeichen für die Verbreitung des anstehenden Gesteins; ihre vertikale Erstreckung ist wesentlich durch die Form der Berghänge und andere äußere Umstände bestimmt.*)

Wenn wir nun weiter fragen, warum gerade diese Sandsteine verkieselt sind, und wie die Verkieselung dieses Horizonts ein so allgemein verbreiteter Vorgang werden konnte, so läßt sich darauf noch keine befriedigende Antwort geben. Besser sind die Entstehungsbedingungen des Pseudomorphosensandsteins und der Kugelsandsteine bekannt. Diese finden sich in einer mehrere Meter mächtigen Zone unter dem Hauptkonglomerat, dem Kugelhorizont, typisch ausgebildet; der Pseudomorphosensandstein setzt die ganze untere Hälfte des Hauptbuntsandsteins, also einen über dem unteren Geröllniveau liegenden 100—120 Meter mächtigen Schichtenkomplex zusammen.

Betrachtet man die Blöcke, die aus den Steinbrüchen kommen, oder die für Mauern und Pflaster zurechtgeschlagenen Steine am Neckar etwas genauer, so wird man auf ihren blaßroten Flächen zahlreiche bräunliche Flecken finden, wo der Sand weniger fest zusammenhält. Haben die Stücke längere Zeit im Freien gelegen, so wittert der Sand heraus, und man sieht das Gestein von zahlreichen eckigen Löchern durchsetzt.**) Diese löcherigen

---

*) Man vergleiche das Titelbild.

**) An jeder älteren Mauer findet man solche Steine; um unter vielen Beispielen nur eines zu nennen, sei auf die alte Brücke hingewiesen, wo sowohl die Brüstungen als die Platten des Gehwegs bei schräger Beleuchtung bald spärliche, bald dichtgedrängte Löcher erkennen lassen.

Sandsteine sind die für Bauzwecke besonders geschätzten Pseudomorphosensandsteine, und die sandig lockeren Stellen im Gestein sind es, die ihnen den Namen verliehen haben. Wir werden Namen und Sache besser verstehen, wenn wir uns zuvor mit der Beschaffenheit der Kugelsandsteine bekannt machen, wie sie z. B. in den von Neckargemünd aus leicht zu erreichenden Steinbrüchen auf der Südwestseite des Hollmuth aufgeschlossen sind.

Dort sieht man in den anstehenden Sandsteinbänken bald einzeln, bald nesterweise die Sandkugeln, nach denen das Gestein benannt ist, oder auch die Löcher, aus denen sie herausgefallen sind. Die reichste Ausbeute liefern die Schutthalden, auf denen man ganze Blöcke von konzentrisch-schaligen Kugeln oder rosettenförmigen, durch die Verwitterung noch schärfer herausmodellierten Sandgebilden erfüllt findet. Mit diesen sind durch Übergänge wieder andere Einschlüsse verbunden, die morgensternartig zusammengesetzte Kristalldrusen oder flächenreiche Einzelkristalle aus Sand darstellen, an denen die Formen des Kalkspats aufs deutlichste zu erkennen sind. Und schließlich kann man auch an den ausgewitterten Löchern im Pseudomorphosensandstein die Kristallformen nachweisen, während die Flecken im frischen Gestein an den Tigersandstein erinnern.

Daß wir es hier mit Bildungen zu tun haben, die im Innern des noch nicht verfestigten Sandes stattfanden, liegt auf der Hand und wird durch den Umstand bestätigt, daß die Schichtung durch die Kugelbildungen hindurchgeht. Ebenso versteht sich von selbst, daß in der Bodenfeuchtigkeit kohlensaurer Kalk gelöst gewesen sein muß, der durch einen rascheren oder langsamen Kristallisationsprozeß den Sand in die Form von konzentrisch-schaligen Kugeln oder schwebend ausgebildeten Calcitkristallen zwang. Wie man heute noch ganz dieselben kalkigen Bildungen im Nilsand[21] vorfindet, wie man an anderen Orten die Entstehung sandgespickter Gips- und Barytkristalle im Dünensand beobachtet hat[22], so muß auch während der Bildung des Buntsandsteins eine nach den Umständen wechselnde Ausscheidung von Kalkspat stattgefunden haben. Dieser selbst ist dann später wieder aufgelöst und weggeführt worden, der Sand aber bewahrte mehr oder minder getreu die Form der ehemaligen Kristalle. Da man nun in der Mineralogie Kristalle, deren Substanz der Form nicht entspricht, Pseudomorphosen, d. h. falsche Kristalle*) nennt, so hat

*) Sie entstehen, wenn kristallisierte Mineralien durch chemische Vorgänge in ihrer stofflichen Zusammensetzung verändert oder auch vollständig

man in Ermangelung eines besseren Namens auch die Sandreste als Pseudomorphosen bezeichnet.[23]

Wir haben jetzt die nach der Gesteinsbeschaffenheit unterscheidbaren Abteilungen des unteren und mittleren Buntsandsteins kennen gelernt. Steigen wir an der linken Talseite des Neckars über das Hauptkonglomerat hinauf, so erreichen wir mit der Abdachung nach Süden den oberen Buntsandstein. Das ganze Gebiet von der Sternwarte gegen Leimen und Nußloch und vom Kohlhof gegen Waldhilsbach gehört ihm an. Die Sandsteine dieser Region sind wieder weicher, durch zunehmenden Glimmergehalt plattig abgesondert und von immer häufiger sich einstellenden Lettenbänken unterbrochen. Wo der obere Buntsandstein typisch entwickelt ist, kommen die roten Tone schließlich zur Alleinherrschaft und bilden mächtige Lager, so daß man die zwei Stufen der Plattensandsteine und der Röt-Tone unterscheidet. In der Umgebung von Heidelberg läßt sich die Trennung nicht durchführen, dagegen wird uns die nächste Exkursion Gelegenheit geben, den ganzen Schichtenkomplex an günstigen Aufschlüssen zu studieren.

So bleibt nur noch eine Frage übrig, anscheinend die gleichgültigste von allen, in Wirklichkeit eine Frage von grundlegender Bedeutung für die Beurteilung der klimatischen Bedingungen, unter denen sich die Bildung des Buntsandsteins vollzog: Woher kommt die rote Farbe des Gesteins? Welche Schlüsse müssen wir aus der Tatsache ziehen, daß nicht nur der Buntsandstein, sondern auch das Rotliegende und der auf den Muschelkalk folgende Keuper sich durch intensiv rote Färbung auszeichnen?

Sehen wir uns unter den jüngeren geologischen Bildungen in unserem Gebiet um, so finden wir so gut wie nirgends diese rote Farbe wieder. Die eisenreichen Hornblendegranite und Diorite liefern einen braunen Verwitterungslehm, auch der hellgelbe Löß verwandelt sich an der Oberfläche in braunen Lehm, die Tone sind hell oder dunkler grau, je nach ihrem Gehalt an organischen Bestandteilen, die Flußsande der Rheinebene rötlich-

---

zerstört werden, und der neue Körper die ursprüngliche Kristallform ausfüllt. So sagt man z. B., wenn Schwefelkieswürfel sich in Brauneisenwürfel verwandeln, daß eine Pseudomorphose „von Brauneisen nach Schwefelkies" vorliegt. Die Lehre von den Pseudomorphosen ist eines der interessantesten Kapitel der Mineralchemie, hier kann jedoch nicht weiter darauf eingegangen werden.

grau, die Dünensande der Nord- und Ostsee hellgelb. Selbst in den heutigen Wüsten ist Gelb die herrschende Farbe, und nur in einem der heißesten Gebiete der Erde, in Zentralarabien, hat der Sand eine rote Farbe, wie auch der Verwitterungsprozeß in den Tropen bekanntlich einen intensiv rot gefärbten Boden, den Lateritboden liefert. Ist da nicht der Schluß unausweichlich, daß in jenen fernen geologischen Zeiten auch in unsern Breiten ein zugleich heißes und trockenes, ein tropisches Wüstenklima geherrscht haben muß? Nur in einem solchen Klima konnten aus den eisenreichen Melaphyren und älteren Eruptivgesteinen jene roten Trümmergesteine hervorgehen, denen das Rotliegende seinen Namen verdankt, nur in einer Wüste konnten sich die roten Dünensande zu solcher Höhe aufstauen, und die roten Mergel des Keupers weisen wie die Röttone auf wesentlich gleiche klimatische Bedingungen. Die Annahme eines Wüstenklimas, zu der wir durch die Rotfärbung der Gesteine veranlaßt wurden, erklärt aber auch in überraschender Weise die merkwürdigste Erscheinung in den zwischeneingeschalteten marinen Formationen des Zechsteins und Muschelkalks: den ungeheuren Salzreichtum, der den drei aufeinanderfolgenden Formationen des Buntsandsteins, Muschelkalks und Keupers den Namen Salzgebirge eintrug, ehe die viel gewaltigeren Lager des Zechsteins entdeckt waren. In unseren Meeren, in unserem regenreichen Klima können sich keine Salzlager bilden. Nur wo das Wasser eines Meeresbeckens jahrtausendelang unter der glühenden Wüstensonne verdunstete und vom Ozean her stets neue Ströme salzigen Wassers den Verlust ersetzten, konnte eine Salzabscheidung von so ungeheurer Mächtigkeit entstehen, wie sie unter dem Boden der Norddeutschen Tiefebene nachgewiesen ist.[24] Doch wir wollen auf die Bildung der Salzlager erst dann näher eingehen, wenn wir bei der Besprechung des Muschelkalkes einen unmittelbaren Anlaß dazu haben.

VII. Der Muschelkalk.

Ausflug von Neckargerach nach Wimpfen.

Ausbreitung des Muschelkalkmeeres. Muschelkalk bei Leimen, im Elsenztal; zusammenhängendes Gebiet östlich vom Neckar. Fahrt nach Neckargerach; Guttenbacher Ringtal, Binauer Schleife. Gegensatz in der Talbildung vor und hinter Binau durch den Wechsel des Gesteins bedingt. Weg zur Ludolfsklinge; Bildung von Kalktuff. Plattensandsteine und Chirotheriensandstein in Steinbrüchen an der Straße und in der Ludolfsklinge. Alte Neckarschotter. Auftreten der Kalkflora. Gesteine des Wellenkalks. Großer Wellenkalkbruch bei Neckarelz. Schaumkalkbänke. Muschelkalk in der Umgebung von Mosbach.

Die Obrigheimer Gipsgruben. Verbreitung des Gipslagers im mittleren Muschelkalk. Über den Finkenhof (Hauptmuschelkalk und unterer Keuper) nach Hochhausen und Haßmersheim. Fahrt nach Offenau, zu Fuß von hier nach Wimpfen. Verbreitung des Steinsalzes im Muschelkalk. Schwäbische, badische, hessische Salinen. Besichtigung der Saline Ludwigshalle. Bildung der Salzlager in abgeschlossenen Meeresbuchten. Auftreten der Abraumsalze. — Mächtigkeit des mittleren und oberen Muschelkalkes. Allgemeine Schichtenneigung am Lauf des Neckars zwischen Wimpfen und Heidelberg festgestellt. Rückfahrt über Rappenau und Sinsheim durch das Elsenztal.

Wie wir gegen das Ende der Rotliegendzeit eine Senkung des deutschen Ländergebiets annehmen mußten, um das Vordringen des Zechsteinmeers nach Süden zu erklären, so hat auch die Buntsandsteinperiode durch eine langsame Senkung des Bodens und das Vorrücken des Meeres ein Ende gefunden. Indem seine Wogen Schritt für Schritt neues Gebiet überfluten, ändert sich der Charakter der Ablagerungen, bilden sich in hundertfacher Wiederholung kalkige, dolomitische, mergelige, tonige Schichten von vorwiegend grauer Farbe.

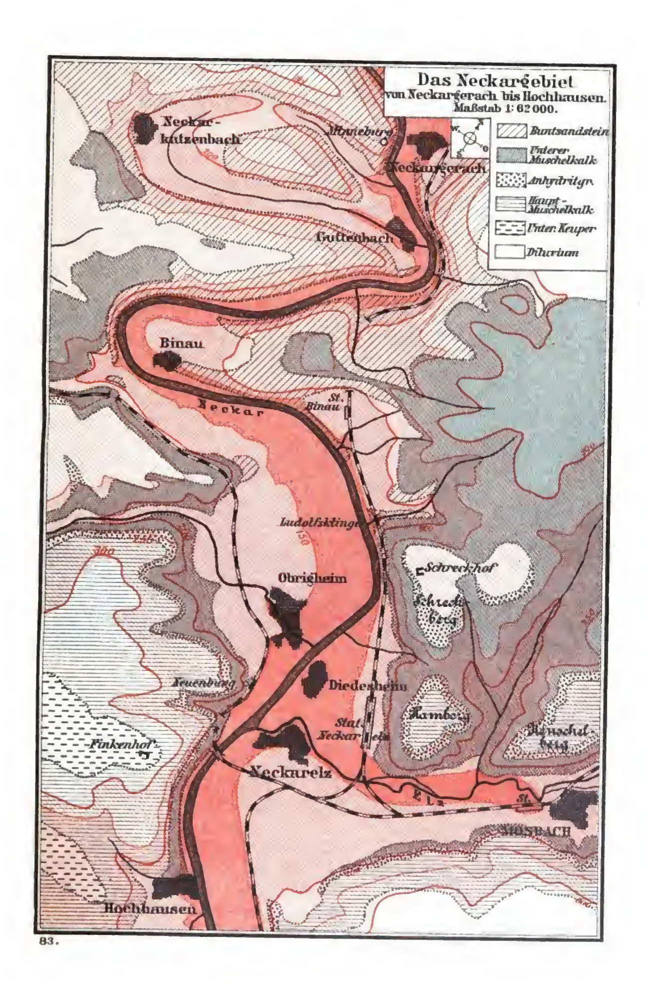
Wir wollen nicht wie beim Buntsandstein die Verbreitung der Formation über ganz Deutschland verfolgen; doch mag hervorgehoben werden, daß sich ihre Grenzen nicht überall mit denen des Buntsandsteins decken. In England z. B. fehlt der Muschelkalk vollständig, und auch in der linksrheinischen Pfalz sind noch sandige, mit Muscheln durchsetzte Sedimente entstanden, als in der Gegend von Heidelberg bereits die normalen Absätze

des Muschelkalks zur Ausbildung kamen. Jedenfalls war das ganze Gebiet von Südwestdeutschland vom Meer überflutet, und wo heute der Muschelkalk an der Oberfläche fehlt, ist er entweder weggeführt oder von jüngeren Sedimenten überdeckt worden.

Das nächstgelegene Muschelkalkgebiet ist, wie wir wissen, der schmale Streifen zwischen Leimen und Wiesloch, der für die Zementfabrikation ausgebeutet wird. Auch im Elsenztal zwischen Mauer und Meckesheim und in seinen Seitentälchen lassen sich die Gesteine des Muschelkalks studieren. Will man aber zugleich eine Anschauung von der Änderung des ganzen Landschaftscharakters gewinnen, die in den Muschelkalkgebieten eintritt, so muß man dahin gehen, wo das Gestein nicht auf den Höhen durch eine Decke von Löß den Blicken entzogen ist, sondern überall selbst den Boden bildet. Das größte zusammenhängende Gebiet dieser Art ist die Landschaft, die sich von der früher beschriebenen Ostgrenze des Odenwaldes, vom Bauland bis an die Frankenhöhe hinzieht — die Gesteinstafel, in welche Kocher, Jagst und Tauber mit ihren Zuflüssen tiefe Rinnen eingegraben haben. Hall am Kocher, Crailsheim an der Jagst, Rotenburg ob der Tauber seien als entfernteste Punkte genannt.

Wir wählen das Neckartal zwischen Binau und Wimpfen für unsere Studienfahrt. Läßt man sich zwei Tage Zeit, so kann man eine der genuß- und lehrreichsten Wanderungen machen, die in der weiteren Umgebung von Heidelberg ausgeführt werden können. Die Glanzpunkte der Eisenbahnfahrt, Neckarsteinach und Hirschhorn, Eberbach und Zwingenberg zu schildern, ist gewiß nicht notwendig. Bei Neckargerach nähern wir uns der Grenze des Buntsandsteins. Jenseits des Neckars erhebt sich am Steilabfall des Schloßbergs die Minneburg, von ihm selbst und den benachbarten Bergen noch um 100 Meter überragt; auf breitem Vorland zwischen Bahn und Fluß lagert sich das Dorf. Wieder sehen wir Steil- und Flachufer ihre Lage wechseln. Während die Bahn, nachdem wir Neckargerach verlassen haben, an einer steilabstürzenden Sandsteinwand entlangzieht*), entwickelt sich auf der gegenüberliegenden Seite ein eigenartiges Landschaftsbild. Zwischen der kleinen Häusergruppe an der Minneburger Ziegelhütte und dem Dorf Guttenbach dehnt sich

*) Ein prächtiger, aussichtsreicher Waldweg begleitet hoch oben eine Strecke weit die Bahnlinie.



Das Neckargebiet
von Neckargerach bis Hochhausen.
Maßstab 1: 62 000.
Buntsandstein
Unterer Muschelkalk
Anhydritgr.
Haupt-Muschelkalk
Unter. Keuper
Diluvium
Neckar-katzenbach
Neckargerach
Guttenbach
Binau
Neckar
St. Binau
Obrigheim
Diedesheim
Neckarelz
Hochhausen
Finkenhof
Elz
MOSBACH

ein welliges Ackerland und umzieht in weitgeöffnetem Bogen eine bewaldete Kuppe, den Mittelberg. Die Karte zeigt fast noch deutlicher als das Bild, daß der Berg wie der Hollmuth bei Neckargemünd einer alten Neckarschleife seine Entstehung verdankt, und wäre es nicht schon topographisch klar, daß das Ringtal eine abgeschnittene Flußschlinge ist, so würden die Reste von altem Neckarschotter an der Straße nach Neckar-Katzenbach seine Herkunft verraten.

Der höchste Punkt der Schleife liegt heute 200 Meter über dem Meer, das Neckarbett bei Guttenbach 135 Meter, also hat



84. Alte Neckarschlinge bei Guttenbach.

sich der Fluß seit dem Verlassen der Schleife 65 Meter tiefer in den Sandstein eingegraben. Vergleichen wir damit die Höhendifferenz zwischen dem Trockental von Wiesenbach und dem Neckar bei Neckargemünd, die nur 35 Meter beträgt, so müssen wir zu dem Schluß kommen, daß der Guttenbacher Durchbruch viel älter ist als der von Neckargemünd.

Hinter Guttenbach erreichen wir die große Schleife, die im Binauer Tunnel von der Bahnlinie durchschnitten wird. Kaum haben wir Zeit, vom Wagenfenster aus einen Blick in das langgestreckte untere Talstück zu werfen, da versperrt uns schon das Tunnel die Aussicht.

Haben wir es durchfahren und auf der unmittelbar an seinem Südende liegenden Station den Zug verlassen, so blicken wir in eine völlig veränderte Landschaft. Denn ein weites Ackerland dehnt sich im Süden vor unsern Augen, und erst in 2 bis 3 Kilometern Entfernung steigen die zerschnittenen Gehänge rascher zu dem bewaldeten Plateau auf. Wir haben das Gebiet des Muschelkalks erreicht.

Kaum läßt sich ein größerer Gegensatz denken als der enge, in die verkieselten Sandsteinbänke des Hauptkonglomerats eingeschnittene Flußlauf oberhalb Guttenbach und die breite, von Muschelkalkbergen begrenzte Terrassenlandschaft zwischen Binau und Neckarelz — dort ein einsames, bis zum Fluß hinab bewaldetes Tal, hier dicht besiedeltes, reiches und wohlangebautes Acker- und Wiesenland. Schon Binau gegenüber, das fast am äußersten Ende der Landzunge liegt, besteht die obere Hälfte des Steilufers aus Muschelkalk, die untere aus Röttonen und Plattensandsteinen; in der Obrigheimer Terrasse bilden die Röttone die Unterlage der Neckarkiese und der Lößdecke, am Steilrand des rechten Ufers lassen sie sich bis an das Neckarknie nördlich von Diedesheim verfolgen. Der Gegensatz in der Talbildung vor und hinter Binau entspricht also genau dem Wechsel der Formationen, und wir werden, wenn wir die Beschaffenheit der vom Neckar durchnagten Gesteine erst genauer kennen gelernt haben, noch besser verstehen, warum hier so durchaus verschiedene Talrinnen entstehen mußten.

Von der Station Binau erreichen wir in wenigen Minuten, einem Graben entlang gehend, die Landstraße. Kleine Steinbrüche bei der chemischen Fabrik am Ausgang des Tälchens verraten durch die tiefrote Farbe ihre Zugehörigkeit zum oberen Buntsandstein. Wir halten uns hier nicht auf, sondern gehen auf der Straße eine Viertelstunde neckaraufwärts bis zur Ludolfsklinge, in deren Umgebung wir reichlich Gelegenheit zu Beobachtungen haben.

Bevor man sie erreicht, kommt man an einer aus Sandsteinquadern errichteten Stützmauer und einem Steindamm vorüber; an den Quadern kann man sehr schön die Dünenschichtung, an einzelnen Blöcken des Damms Wellenfurchen und Trockenrisse beobachten. Hat man dann den Einschnitt der Ludolfsklinge mit ihrem kleinen Bächlein passiert, so sind es nur wenige Schritte bis zum Eselstrog, einer starken Quelle, die dicht unter dem

zum Bahnwartshäuschen hinaufführenden Weg im Gebüsch versteckt über eine moosige Wand herabstürzt. Ihre Umgebung ist ein altberühmter Fundort für die mannigfachsten Bildungen von Kalktuff.

In unmittelbarer Nähe des Wassers treffen wir lockere, gelblich- und rötlichgraue Massen, die Reste von Moosen enthalten. Oft sind sie so mürbe, daß man sie mit den Fingern zerreiben kann; im allgemeinen ist aber ihr Zusammenhalt viel größer, als man es nach dem äußeren Ansehen erwartet, da sich die Höhlungen mit harten Kalkkrusten bekleiden, die der bröckeligen nassen Tuffmasse Festigkeit verleihen. Ganz anders sieht die Wand aus, die etwas rechts von der Quelle fast vollständig unter Gesträuch verborgen ist. Ihre glatte, gewellte Oberfläche erinnert vollständig an die der Kalkwände von Tropfsteinhöhlen oder an die Eiskaskaden, die entstehen, wenn das an senkrechten Flächen herabrieselnde Wasser gefriert. Schlägt man ein Stück des Überzuges ab, so findet man ihn aus dickeren und feineren Lagen kristallinen Kalkes zusammengesetzt, also genau wie die bekannten zapfenförmigen Tropfsteine der Kalkhöhlen. Große Höhlungen und Kanäle in den oberen Teilen der Wand beweisen, daß auch hier einmal das Wasser herabfloß und Kalk absetzte. Aber wichtiger noch ist, daß oberhalb der jetzigen Quelle am Weg zum Bahnwartshäuschen eine mächtige gelbe Kalktuffwand ansteht, deren gekröseartig gewundene harte Kalkmassen eine Art Zwischenstufe zu den bereits beschriebenen darstellen. Ihr Vorhandensein be-



85. Quelle am Eselstrog mit Kalksinterbildung.

weist, daß die kalkführenden Quellen ursprünglich in einem höheren Niveau ausgetreten sind als heute.

Es ist klar, daß wir zwei Fragen zu beantworten haben, wenn wir die Bildung des Kalksinters erklären wollen: Woher stammt der Kalkgehalt der Quellen, und wie kommt es, daß das zutage tretende Wasser den Kalk wieder absetzt?

Nach der Herkunft des Kalks brauchen wir nicht lange zu suchen. Er entstammt natürlich den mächtigen Muschelkalkschichten des Schreckbergs. Daß gerade am Fuße des Berges eine so starke Quelle austritt, ist ebenfalls begreiflich: das atmosphärische Wasser, das durch die zerklüfteten Kalkschichten in die Tiefe sickert und sich hier mit Kalk belädt, muß in den tonigen Schichten des oberen Buntsandsteins einen Weg nach außen suchen und über den Steilrand des Berges in Kaskaden herabstürzen.

Warum setzt aber das Wasser den Kalk, den es gelöst enthält, beim Austritt aus dem Berge wieder ab? Dies ist eine Frage, die nicht so einfach zu erledigen ist. Sehen wir uns den Tuff an der Stelle, wo seine Bildung jetzt noch vor sich geht, genauer an, oder untersuchen wir die als Mauersteine verwendeten Tuffblöcke, so erkennen wir, daß die Moosvegetation in erster Linie den Kalkabscheidungen zur Stütze dient. Wurzeln, Pflanzenblätter, Holzstücke, Schneckenschalen sind offenbar Dinge, die nur zufällig in den Tuff geraten und mit seiner Bildung nichts zu tun haben. Wohl aber stellt sich an der Grenze zwischen lockerem Tuff und festem Kalksinter gern eine Schicht von Algen ein. Wir dürfen daher mit Recht fragen, ob diese vom Wasser überrieselten Pflanzen nicht doch eine aktive Rolle bei der Ausscheidung des Kalkes spielen.

Nähere Untersuchung bestätigt die Vermutung; wir wollen daher versuchen, den Vorgang in einigen Sätzen darzulegen.

Das atmosphärische Wasser besitzt einen kleinen Gehalt an Kohlensäure, die es aus der Luft absorbiert hat. Die Kohlensäure befördert die Lösung des Kalks, das austretende Wasser enthält also mehr Kalk als kohlensäurefreies Wasser gelöst halten kann. Schon durch das Zerspritzen des Wassers geht wieder ein Teil der Kohlensäure an die Luft verloren. Noch mehr aber entziehen ihm die in der Quelle üppig wuchernden Moose und Algen die Kohlensäure, denn diese ist für die Pflanzen nächst dem Wasser der unentbehrlichste aller Stoffe. Der Kalk muß sich also aus solchen Quellen abscheiden; er überzieht die ab-

sterbenden Moospflanzen mit einer Kruste, die immer dichter und fester wird. Mit der Zeit können sich mächtige Lager von porösem Kalktuff bilden, und wo er häufiger vorkommt, wie in den Talböden des Schwäbischen Jura, da ist er ein willkommenes Baumaterial. Auch die neckaraufwärts zur Sicherung des Bahndammes errichteten Mauern enthalten viele Tuffsteine.

Bevor wir zu dem Bahnwartshaus an der Ludolfsklinge hinaufsteigen, gehen wir auf der Landstraße noch einige hundert Schritte weiter, um zwei Steinbrüche im oberen Buntsandstein zu besichtigen. In dem ersten, verlassenen Steinbruch gleich neben dem Weg, der zur Ludolfsklinge hinaufführt, finden wir auffallend violettrote und glimmerreiche, daher leicht spaltende Schichten, daneben grünlichgraue, mürbe Blöcke mit grünen Tongallen, aber auch feste rote Bänke mit schöner, durch die Verwitterung herausmodellierter Dünenschichtung. Weiße Anflüge von Kalk und dickere kristalline Überzüge auf den Klüften des anstehenden Gesteins verraten auch hier die Gegenwart kalkhaltigen Wassers. Achten wir endlich genauer auf die durch Tonlagen getrennten Bänke, die im obersten Niveau des Steinbruchs herausragen, so erkennen wir an ihrer viel helleren, oft fast weißen Farbe, daß wir den Horizont des Chirotheriensandsteins vor uns haben. Gehen wir noch fünf Minuten weiter, so erreichen wir bei einer Steinhauerhütte den zweiten Steinbruch. Er liefert vorzügliche Platten in den verschiedensten Stärken bis zu mehreren Quadratmetern Fläche. Glimmerschuppen bedecken dichtgedrängt die Ablösungsflächen; sie sind natürlich die Hauptursache der plattigen Absonderung. Man wird bei der Entstehung dieser ebenschichtigen, glimmerreichen Plattensandsteine an eine Mitwirkung des allmählich von der Sandwüste Besitz ergreifenden Meeres, an eine wirkliche Küstenbildung denken dürfen.

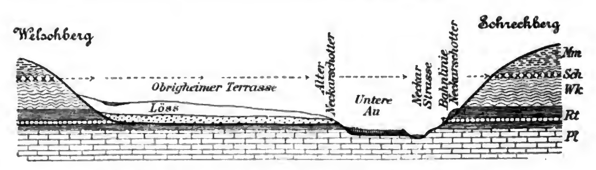
Die beiden Hauptfarben der Platten sind trübes Violettrot oder Violettgrau; hoch oben im Steinbruch erkennt man die hellen festen Chirotherienbänke, die linke Seite des Bruches besteht aus bröckeligen, von Wasser triefenden Schichten, ein Zeichen, daß die allgemeine Schichtenneigung gegen Süden gerichtet ist.

Das ganze Gelände über den Stützmauern zwischen den beiden Steinbrüchen fällt durch seine intensiv rote Farbe auf; sie ist für den Rötboden, wie ja schon der volkstümliche Name beweist, ebenso kennzeichnend wie die graue des hinter der Bahn sich emporziehenden Berggehänges für den Muschelkalk. Die Grenze der beiden Formationen verläuft also mit lang-

samer Senkung nach Süden nur wenige Meter über dem unteren Weinbergsweg, der sich hinter der Bahnlinie am Berg entlang zieht.

Wir verfolgen nun, indem wir zum Eselstrog zurückkehren, die Schichten des oberen Buntsandsteins auch nach der Ludolfsklinge zu. Dicht unter dem Bahnwartshaus sieht man schon feste Sandsteinbänke. An dem grasigen Abhang zwischen dem Haus und dem Wald schaut dann mit scharfer Kante senkrecht abgeschnitten der Chirotheriensandstein heraus; hier haben wir die beste Gelegenheit, durch Abschlagen einer Probe seine harten, an den Kristallsandstein erinnernde Beschaffenheit und gelblichweiße Farbe festzustellen. Gehen wir noch hundert Schritte am Waldrand in das Tälchen hinein, so sehen wir im obersten Horizont eines Steinbruchs dieselbe Bank wieder hervortreten. Die hier sehr deutliche Ausbildung von zwei mächtigen, durch eine Sandsteinbank getrennten Lagern roten Schiefertons unter der Bank läßt uns zugleich in anschaulichster Weise den Grund erkennen, weshalb die Chirotheriensandsteine nicht mehr den Zwischenschichten, sondern dem Röt zugezählt werden. Vergegenwärtigen wir uns endlich noch die verschiedene Höhenlage der Chirotherienbänke in den einzelnen Steinbrüchen, so ergibt sich, daß sie dem allgemeinen Gesetz durchaus folgen, das heißt von Nordwesten nach Südosten einfallen.

Indem wir wieder an das Bahnwartshaus zurückkehren, um hinter ihm die Höhe des ersten Parallelwegs zu gewinnen, stoßen wir über der Chirotherienbank und beim Bahnwartshaus selbst auf Bänke von verkitteten Geröllen. Wie sind sie hierher gekommen? Den Hauptanteil bilden dunkelgraue, graubraune, gelbliche Kalke, daneben Sandsteingeschiebe und Quarzgerölle; die meisten wohlgerundet, andere mit schärferen Kanten; die Zwischenräume mit grobem Quarzsand ausgefüllt, dieser selbst in sich und mit den Geröllen durch kalkiges oder toniges Zement verkittet.



86. Querprofil durch das Neckartal nördlich von Obrigheim.

Ähnliche Geröllbänke finden sich bis gegen Binau über den an der Straße anstehenden Sandsteinen; sowohl ihre allgemeine Verbreitung und Höhenlage als ihre Zusammensetzung lassen sie als verfestigte alte Neckarschotter erkennen, die der Fluß, als er sein Bett noch nicht so tief eingeschnitten hatte, über den Buntsandsteinbänken zurückließ. Stammt die Hauptmasse der Muschelkalkgerölle von den näher gelegenen Bergen und den großen östlichen Zuflüssen, so haben die hellgelben harten Kalke im Jura, die Sandsteine und Quarzgerölle im Schwarzwald, im Gebiet der Enz ihre Heimat.

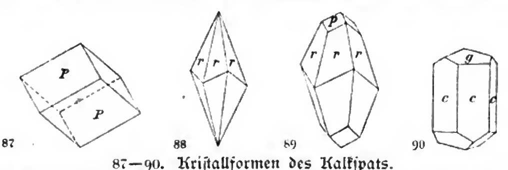
Steigen wir nun über die kurzgrasige Trift hinter dem Bahnwartshaus bis dahin aufwärts, wo der mehrfach genannte Weg im Röt am Berghang entlang führt, so sagen uns die Kalkknollen und Dolomitscherben, die in Menge zwischen dem rotbraunen Grus von Schieferletten herumliegen, daß wir der Grenze des Muschelkalks nahe sind. Aber auch durch ein anderes untrügliches Merkmal verrät sich der Gesteinswechsel: durch das plötzliche Auftreten einer ganz anderen Pflanzengesellschaft. Die Brombeer- und Himbeerbestände an den Waldrändern, Heidelbeeren und Heidekraut, Adlerfarn, Fingerhut und Ginster, diese treuen Begleiter des Sandsteins, sind wie mit einem Schlage verschwunden. Dafür breitet im Schutz der Schlehen- und Hartriegelsträucher die Nieswurz ihre handförmig gefiederten Blätter aus, das Apfelröschen verbreitet seinen herrlichen, erfrischenden Duft, die stachelige Stranddistel, die Wetterdistel, die stengellose Erddistel mit ihren roten Blütenköpfen, die großblütige blaue Brunelle überziehen mit andern niedrigen Pflanzen im Hochsommer den steinigen Boden.

Aus dem Gesteinsschutt können wir drei Typen von Gesteinen absondern: Knollige graue, außen gelblich verwitternde, harte, dichte Kalke, gelbgraue ebenschiefrige Mergel, graubraune bis rostbraune rauhe oder kristalline Dolomite. Die Dolomite herrschen in den tieferen, die Kalke in den höheren Lagen des unteren Muschelkalks. Von der äußerst charakteristischen, welligen Oberfläche der dünnen Kalkplatten hat der untere Muschelkalk den Namen Wellenkalk erhalten, und nach diesem sind auch die Dolomite, um sie von andern leichter unterscheiden zu können, als Wellendolomit bezeichnet worden.

Auch das mineralogische Interesse kommt hier zu seinem Recht: Zwischen dem eigentlichen Gesteinsmaterial liegen zahlreiche weiße, graue, rötliche Kalkspatmassen, Bruchstücke von

Kluftausfüllungen im Röt und im unteren Muschelkalk. Im Innern grobkörnig oder stengelig, endigen sie an der freien Oberfläche meist in spitzen Rhomboedern oder zeigen die zierlichsten, von einem zentralen Kristall treppenförmig nach drei Seiten weiterwachsenden Aggregate von solchen. Nicht selten sieht man auch Brocken von Schieferletten, die von schneeweißem Kalkspat durchtrümert und verkittet sind und so von der innigen Verknüpfung beider Bildungen zeugen.

Die auf der Spezialkarte im Röt verzeichnete Myophorienbank mit ihren dürftigen Muschelresten wird man bei einem



87—90. Kristallformen des Kalkspats.
87 das Grundrhomboeder, 88 das häufigste Skalenoeder, 89 beide Formen kombiniert, 90 das Prisma mit einem stumpferen Rhomboeder.

flüchtigen Besuch kaum herausfinden. Wir haben uns ohnehin in der Umgebung der Ludolfsklinge schon so lange aufgehalten, daß es Zeit wird, an die Fortsetzung des Weges zu denken. Wir steigen jetzt den mit Kalk überschütteten, ausgefahrenen Weg zum Schreckhof hinauf, bis wir den zweiten Parallelweg erreicht haben. Wir können dabei leicht feststellen, daß die Dolomite, je höher wir kommen, desto spärlicher werden, bis der Boden endlich aus lauter kleinstückigem Kalkmaterial zu bestehen scheint. Eine ganz vorzügliche Gelegenheit, die verschiedenen Gesteine des Muschelkalkes und des oberen Buntsandsteins kennen zu lernen, gewähren uns nun die Stützmauern, die den Weg an der Bergseite begleiten. Stehen die Gesteine hier auch nicht im natürlichen Verband, so kann man an den frischen oder schwach verwitterten Flächen um so besser die besonderen Eigentümlichkeiten eines jeden studieren. Anfänglich herrschen die Sandsteine vor, unter denen die blaßroten, blaßvioletten, bläulichweißen bis weißen glitzernden Quader des Chirotheriensandsteins sich auszeichnen, aber auch dunkelrote Sandsteine, zahlreiche ausgewitterte Muschelkalkblöcke, ebenschieferige oder dickbankige, dichte und kristalline Dolomite, selbst einzelne Tuffquader sind zum Aufbau der Mauern verwendet worden.

In dem kleinen Taleinschnitt, aus dem ein Fußweg zum Schreckhof hinaufführt, begegnen wir den ersten anstehenden Wellenkalkschichten. Dann tritt bei einer Wendung des Weges auch die Bahnlinie wieder hervor, und wir sehen den Rauch aus den niederen Schloten der Zementfabrik an der „Schindersklinge" sich emporwälzen. Erfreulicher ist der Blick über die blühenden Orte weg, die hier so eng beisammenliegen: in der Neckarniederung Diedesheim, dahinter Neckarelz am Rande einer alten Flußterrasse, jenseits in ähnlicher Lage am Ausgang eines kleinen Tälchens Obrigheim, von Schloß Neuenburg über-



91. Steiniger Wellenkalkboden über dem zweiten Parallelweg am Schreckberg.

ragt. Zwischen Diedesheim und Obrigheim vermittelt eine Schiffbrücke den Verkehr, hinter Neckarelz überspannt die große Eisenbahnhochbrücke das Tal. Daß die Talwände einander von Hochhausen an sehr viel näher rücken, ist wieder in der Änderung des Gesteinscharakters begründet: denn es sind die kompakteren Bänke des Hauptmuschelkalkes, die der Fluß dort durchschneidet.

Lassen wir den Blick zuletzt noch über die Abhänge des Schreckberges hinaufwandern, so erkennen wir über den gemauerten Terrassen nahe dem oberen Rand des Berges gesimsartig hervortretende Gesteinsbänke. Es sind die Schaumkalkbänke, harte, knorrige, löcherig-porös verwitternde Massen, von denen zahlreiche Quader auch in den Stützmauern an unserem

Weg Verwendung gefunden haben. Sie stecken voll von Muschel-trümmern und kleinen trommelförmigen oder fünfseitigen Kalkspat-körpern, den sogenannten Trochiten, und sind von ähnlichen Kalk-bänken im Hauptmuschelkalk — abgesehen von der Stellung im Profil — an ihrer rostgelb und grau gefleckten Farbe, sowie an der



92. Nordwand des Wellenkalkbruchs an der Schinderskinge bei Neckarelz.

Oolithstruktur, einer von der Ähnlichkeit mit Fischrogen (Oolith = Rogenstein) benannten Körnchenbildung in den verwitterten Teilen, leicht zu unterscheiden. Ihr regelmäßiges Auftreten nahe der oberen Grenze des Wellenkalkes ist dem Geologen ein ausgezeich-netes Orientierungsmittel in der sonst so gleichförmigen Schichten-folge des Wellenkalkes.

Ist endlich die letzte Talklinge erreicht, so sehen wir über bebautes Feld hinweg das Zementwerk vor uns. Wir verfolgen den seitherigen Weg nicht weiter, sondern gehen etwas links zurück den grasigen Weg aufwärts, der in wenigen Minuten zu den großen, im Wellenkalk angelegten Steinbrüchen führt.

Überrascht steht man vor der gewaltigen Anlage, die fast den ganzen Wellenkalk zu überblicken gestattet. Besonders zieht die lange nördliche Wand des Steinbruchs durch ihren mauergleichen Aufbau den Blick auf sich. Hier liegt wie mit dem Lineal gezogen Schicht auf Schicht, nur eine mittlere Zone, in der die Schichten wellig gebogen und zerdrückt sind, macht davon eine Ausnahme. Betrachtet man die Schichten näher, so scheinen sie durch papierdünne Lagen von Ton voneinander getrennt zu sein; die wellig-runzelige Oberfläche der Scherben tritt überall als das Kennzeichen der Wellenkalkbänke zutage. Hat man genügend Zeit, so mag man auch eine halbe Stunde dem Aufsuchen von Versteinerungen widmen. Eine große Lima, eine Gervillia oder Myophoria wird vielleicht die Mühe belohnen; im übrigen überzeugt man sich durch den schlechten Erfolg beim Absuchen der Steinhaufen bald genug von der Versteinerungsarmut dieser Schichten.

Da uns die Orientierung über ein weiteres Gebiet, die Erfassung der charakteristischen Erscheinung der einzelnen Formationsglieder die Hauptsache ist, können wir uns auf die Beschreibung von Versteinerungen im allgemeinen nicht einlassen. Das Sammeln wird überdies bei solchen Ausflügen nur von Erfolg begleitet sein, wenn viele zugleich das Gebiet absuchen. Der einzelne würde hier Stunden brauchen, um eine größere Ausbeute zusammenzubringen. Wer aber bestimmte Aufschlüsse geduldig immer wieder durchforscht, wird gewiß auch durch seltenere Funde belohnt werden.

Wir überschreiten jetzt den Taleinschnitt der Schindersklinge und folgen dem Fahrweg, der vom Bahnhof her am Abhang des Hambergs heraufkommt, bis zur Einsattelung zwischen Schreckberg und Hamberg, wo die Wege nach allen Richtungen auseinander gehen. Bis obenhin begleiten uns die zerbröckelnden Wellenkalklagen; in Steinbrüchen zu beiden Seiten des Weges nahe dem Sattel sind auch die harten Schaumkalkbänke angeschnitten, um als Schottermaterial für die Straße zu dienen. Dann folgen nochmals mehrere Meter dünnplattige, stark wellige

Kalke, über deren niedrige, überall unter der spärlichen Grasdecke herausschauende Treppenstufen man endlich den Wegweiser auf der Höhe erreicht.

Von hier kann man auf Feldwegen hinab ins Nüstenbachtal



93. Südlicher Teil des Wellenkalkbruchs bei Neckarelz.

und auf schattiger Straße nach Mosbach gehen, das man in dreiviertel Stunden erreicht. Für das Studium des Muschelkalks besitzt die Stadt eine vorzüglich geeignete Lage. Bietet im Nordwesten der Henschelberg mit seinem rebenbedeckten, terrassierten Steilhang und der waldbedeckten Plateaufläche noch einmal das

typische Bild eines Wellenkalkberges*), so bauen sich die um 50 Meter höheren, langsamer ansteigenden Berge im Süden und Osten der Stadt aus den Schichten über den Schaumkalkbänken, also der Hauptsache nach aus dem mittleren und den beiden Stufen des oberen oder Hauptmuschelkalkes auf. Große zusammenhängende Aufschlüsse sind aber in dem von Wald und Feld bedeckten Gebiet nicht vorhanden. Man wird sich bei einem kurzen Besuch begnügen, an der nach Sulzbach führenden Straße unten die gelbbraunen Dolomite des mittleren



94. Ceratites nodosus.

Muschelkalkes, in den Steinbrüchen am Waldrande die mit den versteinerungslosen, von Kalkspatadern durchzogenen Blaukalken abwechselnden harten Muschelbänke des Trochitenkalkes, auf der Höhe die an wohlerhaltenen Versteinerungen reichen, durch das Auftreten des Ceratites nodosus gekennzeichneten Nodosuskalke aufzusuchen. Geht man auf der anderen Seite der Knopfklinge wieder nach der Stadt zurück, so zeigt sich, daß die großen Steinhaufen, die man vorher unterhalb der Straße gesehen hatte,

*) Der Waldrand mit der Kirschbaumallee entspricht etwa der oberen Grenze des Wellenkalkes.

in Wirklichkeit mächtige Wälle sind, die sich wie Rippen nebeneinander an dem steilen Gehänge hinabziehen. Wir begegnen ihnen fast überall im Gebiet des Hauptmuschelkalkes, denn sie sind weiter nichts als aus dem Boden gerodete und im Lauf von Generationen zusammengetragene, der Verwitterung entgangene Überreste der Gesteine dieser Formation.

Um die Schichten des mittleren und oberen Muschelkalkes kennen zu lernen, kann man sich natürlich auch auf eine Wanderung im Neckartal beschränken. Es empfiehlt sich dann, von den Wellenkalkbrüchen am Schreckberg direkt nach Obrigheim hinüberzugehen und von dort den Weg nach Haßmersheim einzuschlagen. Bis zur Haßmersheimer Fähre, wo man übersetzt, um noch mit dem Abendzug nach Wimpfen zu kommen, ist es eine tüchtige Strecke, und wenn man nicht am Neckar her nach Hochhausen geht, sondern über die alten Obrigheimer Gipsbrüche und den Finkenhof in das Hochhäuser Tälchen hinabsteigt, muß man mit der Zeit haushalten.

Von der Schiffbrücke bei Diedesheim führt eine prächtige Nußbaumallee bis zu den ersten Häusern von Obrigheim; dann müssen wir links aufwärts gehen, um am Südende des Dorfes die Landstraße zu gewinnen. Sie bleibt bis zum Ausgang des Luttenbachtälchens dicht an der hoch oben vorüberziehenden Bahn; dann folgt sie bis Hochhausen dem Fluß, während die Bahnlinie durch den kleinen Obrigheimer Tunnel über die Neckarelzer Hochbrücke sich dem Elztal zuwendet.

Überall an der steilen Böschung sieht man die Schichten des Wellendolomits heraustreten; wo zwischen Bahndamm und Straße sich ein Streifen Land einschiebt, verrät ein üppiger Wald von Disteln und Karden den kalkhaltigen Boden. Dann führt ein steiler Weg hinauf zum Nordportal des Tunnels. Wie aufgemauert ziehen sich die horizontalen Schichten des Wellenkalks zu beiden Seiten und oberhalb des Tunnels durch den Berg; sie begleiten uns auch in dem Hohlwege, der talaufwärts zu den alten Stätten des Obrigheimer Gipsbergbaues führt. Seit Anlegung des neuen Gipsbergwerkes am Landsberg ziemlich verlassen, bietet die Umgebung der alten Stollen und Halden immer noch reichlich Gelegenheit zum Sammeln der verschiedensten Varietäten des merkwürdigen Gesteins. Gewöhnlich liegen auch auf dem freien Platz hinter dem Bahnübergang am Tunnel Gips-

blöcke, und man wird nicht versäumen, schon hier sich mit dem Gestein vertraut zu machen.

Der Gips erscheint hier als ein dunkelgraues, von gewundenen weißen Bändern und Adern durchzogenes Gestein. Genauere Betrachtung zeigt, daß die graue Masse aus äußerst grob kristallinen, mit glatten Flächen spaltenden, verwirrten Kristallen besteht. Die weißen Bänder dagegen sind aus seidenglänzenden zarten Fasern und Stengeln oder perlmutterglänzenden Blättchen zusammengesetzt, die bald vollkommen parallele, bald wirrfaserige, aber stets quer zum Verlauf der Schichtung angeordnete Aggregate bilden. Während ein leiser Druck genügt, um die weißen Tafeln zu zerbrechen, und die Fasern sich mit den Fingern zu einem Pulver feiner Kristallnadeln zerreiben lassen, sind die grauen Massen auffallend fest und zähe. Auch die Art, wie die Verwitterung auf beide Gesteinsvarietäten einwirkt, ist durchaus verschieden. Nach alledem könnte man glauben, zwei völlig verschiedene Gesteine vor sich zu haben. Aber beide sind vom chemischen Gesichtspunkte wesentlich gleich, nur daß der weiße Fasergips eine reine, das graue grobkristalline Gestein eine durch Ton verunreinigte Abart des Gipses darstellt.

Außer diesen so innig miteinander verknüpften Gipsvarietäten wird in den Gruben noch ein reiner, grob kristalliner Gips mit rosettenförmig angeordneten Kristallen gewonnen, der Blumengips, andere Schichten sind dicht und stark mit Ton vermengt, und an der Sohle des Lagers findet sich der von den Arbeitern Feuergips genannte Anhydrit, ein splitterig brechendes, hartes, feinkörniges Gestein.

Gips und Anhydrit sind schwefelsaurer Kalk; aber während der Anhydrit rhombisch kristallisiert und wasserfrei ist, wie schon der Name des Minerals andeutet, enthält der monokline Gips chemisch gebundenes Wasser. Erhitzt man eine Probe Fasergips im Kölbchen über einer Flamme, so kann man sich vom Vorhandensein des Wassers sehr leicht überzeugen, denn der Hals des Kölbchens beschlägt sich mit zahlreichen Tropfen.*) Das gleichzeitige Vorkommen beider Gesteine deutet auf gleichartige Entstehungsbedingungen, das Auftreten stark gewundener, wie gequollen aussehender Gipslagen über dem Anhydrit auf eine

*) Bekanntlich beruht das Brennen des Gipses auf der Austreibung dieses Wassers. Rührt man dann wieder mit gebranntem Gips und Wasser einen Teig an, so saugt das Pulver das Wasser auf und erhärtet.

nachträgliche Umwandlung des Anhydrits in Gips unter Volumvermehrung durch Wasseraufnahme. Doch diese Dinge gehören in einen viel größeren Kreis von Fragen und sollen hier nicht weiter verfolgt werden. Im gegenwärtigen Augenblick, wo wir uns erst über die Schichtenfolge im Muschelkalk orientieren wollen, ist es besser, sich über die Ausdehnung, Auflagerung und Mächtigkeit des Gipslagers einiges zu merken. Ein Blick auf die Karte zeigt auf der linken Neckarseite ein schmales ausgezacktes Band



95. Quellfaltung im Gips des Obrigheimer Gipsbergwerks.
Die weißen Streifen bestehen aus Fasergips.

von mittlerem Muschelkalk, dessen Basis sich von mehr als 250 Metern Höhe allmählich bis auf 200 Meter senkt. Dem allgemeinen Einfallen der Schichten entsprechend sehen wir auch auf der anderen Seite vom Schreckberg zum Hamberg und Henschelberg und von da zu den Bergen südlich der Elz den mittleren Muschelkalk in immer tieferen Lagen ausstreichen. Diesem mittleren Muschelkalk gehört das Gipslager von Obrigheim an. Es bildet seine untere Abteilung, da es unmittelbar über den Wellenkalkschichten beginnt und von den Dolomiten, Kalken und Mergeln des mittleren Muschelkalkes

überlagert wird. Während aber diese Gesteine eine ganz allgemeine Verbreitung besitzen, ist das Gipslager von sehr schwankender Mächtigkeit oder fehlt an vielen Orten vollständig. Von der nördlichsten Fundstelle, die wir besuchten, erstreckt es sich unter dem Finkenhof durch bis Hochhausen, ist bei Haßmersheim am Hühnerberg im Niveau des Neckars und tiefer hinab viele Jahre lang abgebaut worden und konnte durch Bohrungen auch sonst auf der linken Neckarseite nachgewiesen werden. Die nächste Fundstelle am rechten Ufer ist Steinbach unterhalb Schloß Hornberg. Von da zieht sich das Lager in das württembergische Gebiet hinüber, wo die Verbreitung von Anhydrit mit Gips und Steinsalz eine so allgemeine ist, daß man die ganze Schichtenfolge des mittleren Muschelkalkes als Anhydritgruppe bezeichnet hat.

Um zum Finkenhof zu kommen, geht man bis an die Stelle zurück, wo der Weg nach den Gipsbrüchen abzweigt, und verfolgt jetzt den Hauptweg durch den Wald im Bogen aufwärts. Ist man einige Meter gestiegen, so sieht man auf der gegenüberliegenden Talseite jene Steindämme des oberen Muschelkalkes, die bereits erwähnt wurden. Sie fehlen auf unserer Seite, aber der steinige Weg, den wir gehen, läßt keinen Zweifel, daß auch im Waldboden genug Material zu solchen Wällen versteckt liegt.

Endlich ist der Waldrand erreicht, und von der flachen Höhe zur Rechten grüßt der Finkenhof herüber. Gleichzeitig haben wir auf unserem Wege den oberen Muschelkalk durchschritten und sind in das Niveau des unteren Keupers eingetreten. Denn dicht beim Finkenhof befindet sich ein verlassener Steinbruch, in dem nicht mehr Kalk, sondern ein weicher, grünlichgrauer und braungefleckter, glimmerreicher Sandstein, der sogenannte Lettenkohlensandstein ansteht. Es genügt uns, einige Handstücke dieses charakteristischen Gesteins mitzunehmen, und auf die gelbbraunen Dolomite zu achten, die unter dem Sandstein wieder auftreten; dann treten wir den aussichtsreichen Weg abwärts nach Hochhausen an. Unser nächstes Ziel ist ein Brunnenhäuschen wenige hundert Schritte unterhalb des Hofes, ein idyllisches, von Schwarzpappeln und Linden beschattetes Plätzchen; das kleine Wasserbecken daneben bemerkenswert durch seinen Reichtum an Sumpfpflanzen, die Lage des Brunnens geologisch bedingt durch einen Quellhorizont unter dem Sandstein. Von da geht es durch Felder bis an den Waldsaum, wo der Steilrand des Berges beginnt und der Weg unter einer aus Trochitenkalken aufgebauten Stützmauer durch terrassiertes

altes Rebgelände und an mächtigen Steindämmen vorüber rasch abwärts führt.

Zwischen der Kirche von Hochhausen und dem Schloß der Grafen Helmstatt erreicht man die Landstraße, die hier eine 30 Meter hohe Terrasse erklimmen muß, da die Wellenkalkbänke in senkrechtem Absturz unmittelbar vom Neckar bespült werden. Hat man das kleine Tälchen südlich vom Dorf überschritten, so zieht sich die Straße eine Strecke weit als Hohlweg zwischen Kalkwänden empor. Eine Geröllablagerung über den Ge-



96. Steinwälle im Hauptmuschelkalk
am Nordabhang des Tals von Hochhausen.

steinsbänken, die neben Muschelkalkgeschieben Jura-gesteine und Quarz enthält, beweist, daß auch hier der Neckar die Terrasse ausgenagt hat.

Ein prächtiges Bild bietet sich jetzt dem Wanderer auf der Höhe der Terrasse. Wir übersehen die ganze durchwanderte Landschaft: im Norden die horizontalen Linien des Buntsandsteinodenwaldes mit der Kuppe des Katzenbuckels, im Mittelgrund die Berge der Binauer Schleife und den Schreckhof, die Kirche von Obrigheim, Schloß Gutenberg, die Berge über Hochhausen, jenseits des Flusses die Bahnlinie unter rebengeschmückten Berg-

wänden, tief unten die Neckarauen und vor uns den durch Buschwerk und Bäume verdeckten Absturz.

Endlich senkt sich der Weg wieder, denn mit dem Absinken der Wellenkalkschichten unter das Neckarbett hört auch die Terrasse auf; nicht weit von ihrem südlichen Ende, Neckarzimmern gegenüber, liegt die Notburgahöhle, die freilich mehr sagengeschichtliches als geologisches Interesse hat.[25] In halbstündiger Wanderung am Neckar entlang, das herrlich gelegene Schloß **Hornberg** mit seinen ganz an den Rhein erinnernden Weinbergsterrassen



97. Das Neckartal oberhalb Hochhausen.
In der Steilwand links die Notburgahöhle.

zur Linken, die Hügel in einer der Obrigheimer Terrasse ähnlichen Neckarbucht zur Rechten erreichen wir die Fähre, mit der wir nach der Station Haßmersheim übersetzen. Gundelsheim mit Hornegg, malerisch am Fuße des Michelsbergs gelegen, auf der anderen Seite Neckarmühlbach mit der Burgruine Guttenberg, Heinsheim mit der Ruine Ehrenberg ziehen rasch an uns vorüber; in Offenau verlassen wir den Zug und erreichen in einer halben Stunde das ersehnte Ziel der Wanderung, **Wimpfen am Berg**. Schon liegt der Neckar und die Steilwand, die sich über ihn erhebt, in tiefem Dunkel, wenn uns der Fährmann übersetzt; aber

gerne lassen wir uns von der Stimmung gefangen nehmen, die das Schattenbild des romantischen Städtchens in uns auslöst, wenn hinter seinen Türmen am Abendhimmel die Farben verblassen und die Sterne aufzuleuchten beginnen.

Am anderen Tage bleibt genügend Zeit zur Besichtigung der Stadt mit ihren Kunstdenkmälern, zum Besuch der Saline, zur Umschau über die Landschaft. Tritt man an den Rand der Terrasse, so überschaut man gegen Norden und Osten eine frucht-



98. Schloß Hornberg am Neckar.
Weinbergsterrassen im Hauptmuschelkalk.

reiche, sonnbeglänzte Ebene, in weitem Bogen vom Neckar umsäumt; im Südosten aber, jenseits von Jagst und Kocher, den großen Zuflüssen des Neckars, schließen bewaldete Höhenzüge den Horizont ab. Es sind die Vorposten der Keuperformation, die sich als durchschnittlich 200 Meter mächtige Stufe über das Muschelkalkplateau der Hohenloher Ebene erhebt und ihrerseits wieder vom Jura überragt wird; wir stehen an einer orographischen Grenzlinie, die wir zunächst nicht überschreiten wollen.

Aber auch Wimpfen selbst und seine nähere Umgebung sind ein für uns in hohem Maße interessantes Stück Boden. Denn

die Stadt ist der Mittelpunkt der Salzgewinnung am unteren Neckar, für Hessen ebenso bedeutsam wie Rappenau für Baden, wie Offenau, Jagstfeld, Kochendorf und Heilbronn für Württemberg. Wie die Gipslager mit dem mittleren Muschelkalk, so sind die Salzlager aufs innigste mit dem Anhydrit und Gips verknüpft, aber auf einen noch engeren Raum beschränkt, obwohl ihre Mächtigkeit die des Gipses mitunter weit übertrifft.

Wir dürfen es nicht versäumen, der Saline Ludwigshalle unten im Tal einen Besuch zu machen; was wir hier in den Siedehäusern beobachten, wird uns für die Entstehung der Salzlager in der Natur nützliche Fingerzeige geben.

Während in Kochendorf am Neckar das Steinsalz durch Bergbau gewonnen wird, benützt man in Wimpfen eine durch das zirkulierende Wasser entstehende natürliche Salzlösung, die aus einer Tiefe von etwa 80 Metern unter dem Neckar aufgepumpt und in einer Kupferrohrleitung zur Saline geführt wird. Da die Sole nahezu gesättigt ist, kann sie unmittelbar von dem auf Säulen stehenden, aus Holz gefügten großen Sammelbecken nach den Siedepfannen geleitet werden. Dies sind etwa 5 Meter breite, 16 Meter lange, flache, aus quadratischen Eisenplatten zusammengenietete Behälter über doppeltorigen Feuerungsanlagen, durch die die Sole ununterbrochen auf 80—85° C erhitzt wird. Über den Pfannen sitzt ein oben flaches, dreiteiliges Dach, das die heißen Dämpfe zusammenhält; seine Seiten können stückweis abgehoben werden, wenn das Salz herausgeholt werden soll. Wie frisch gefallener Schnee liegen die Kristalle unter der dampfenden Wasserfläche; sind sie an den Rand geschafft, so werden sie mit kurzen Krücken in die trichterförmigen „Körbe" gefüllt, aus denen das anhängende Wasser rasch abläuft. In langen Reihen stehen sie neben- und übereinander, nach dem Grade der Reinheit und der Korngröße sortiert*). Besonders große Kristalle findet man in den hinteren Teilen der Pfannen, wo die Verdampfung etwas langsamer vor sich geht; sie unterscheiden sich von den natürlichen Würfeln durch die bekannte treppenförmige Ausbildung.

Aber auch Gips ist neben Steinsalz in der Sole gelöst und setzt sich in mächtigen schneeweißen Krusten am Boden und an

---

*) Die Jahresproduktion beträgt etwa 170000 Zentner oder rund 6000 Kubikmeter Salz.

den Wänden der Pfannen ab. Er muß natürlich von Zeit zu Zeit beseitigt werden und wird ebenfalls technisch verwertet.

Der Absatz von Gips und Salz aus verdunstender wässeriger Lösung führt uns nun unmittelbar zu der Frage, in welcher Weise das Salzlager, dem die Sole entnommen wird, ursprünglich entstanden ist. Bekanntlich gibt es auch auf dem Festlande ungeheure weiße Salzsteppen, sowie Sümpfe und Seen mit den verschiedenartigsten Salzlösungen. Bei einem zwischen marinen Sedimenten eingeschalteten Salzlager kann es sich aber nur um eine Bildung unmittelbar aus Meerwasser handeln, und zwar um



99. Würfelförmige Kristalle von Steinsalz.
$^2/_3$ natürliche Größe.

einen geologischen Vorgang, der im großen ganz ebenso verläuft wie die Abscheidung von Salz in den Lagunen und künstlich angelegten Salzgärten an den Küsten des Mittelmeeres. Man läßt in solchen Becken durch Sonne und Wind so viel Wasser verdunsten, daß der am schwersten lösliche Gips sich ausscheiden muß; dann wird das übriggebliebene Wasser weiterer Verdunstung ausgesetzt, wodurch sich das Kochsalz abscheidet; die anderen, leicht löslichen Meersalze, die für den menschlichen Haushalt wertlos sind, bleiben in der Mutterlauge zurück.

Es ist klar, daß die marinen Salzlager in gleicher Weise aus der Verdunstung des Meerwassers in Buchten mit engen und flachen Zugängen hervorgehen. Aber zur Entstehung so ungeheuer mächtiger Salzablagerungen, wie wir sie z. B. im Zech-

stein kennen, sind durch ganze geologische Epochen gleichbleibende günstige Bedingungen erforderlich. Zu den klimatischen Voraussetzungen, die wir uns schon früher vergegenwärtigt haben, müssen die besonderen geographischen Verhältnisse treten: die Abschnürung bestimmter randlicher Teile des Ozeans, in denen die Wasserverdunstung vor sich gehen kann. Es ist weiter begreiflich, daß, wenn der Prozeß der Salzabscheidung schon unterbrochen wird, ehe es zum Absatz von Steinsalz kommt, ein reines Anhydrit- oder Gipslager entsteht; daß durch Einströmen von zu viel Wasser das Salz wieder gelöst oder über dem Salz wieder Gips abgelagert werden kann; daß durch eingeschwemmten Tonschlamm oder eingewehten Staub sich zwischen den Salz- und Gipsschichten Tonlagen bilden; daß endlich die mannigfachen Magnesia- und Kalisalze, die im Meerwasser enthalten sind, nur unter ganz besonders günstigen Umständen auskristallisieren und erhalten bleiben. Es würde jedoch das Ziel einer ersten Einführung in geologische Fragen weit überschreiten, wollten wir die Abhängigkeit dieser komplizierten Salzbildungen von Wärme und Konzentration der Lösung im einzelnen verfolgen.[26]

Auch auf genauere Angaben über die Mächtigkeit der Gips- und Salzlager am unteren Neckar müssen wir verzichten. Daß die Mächtigkeit des mittleren Muschelkalkes je nach dem Vorhandensein oder Fehlen der Lager starken Schwankungen unterworfen ist, versteht sich von selbst; für die Gesamtmächtigkeit des Muschelkalkes macht sich der Unterschied schon weniger bemerkbar, und auf das allgemeine Einfallen der Schichten gegen Süden und Osten ist er ohne wesentlichen Einfluß. Lehrreicher wird es sein, wenn wir uns dieses Einfallen selbst noch einmal vergegenwärtigen, um uns klar zu machen, in welchem Niveau etwa die obere Grenze des Muschelkalkes liegen müßte, wenn sich die Schichten in ihrer natürlichen Lage befänden. Bei einer Gesamtmächtigkeit von 230 Metern für den Muschelkalk*) ergibt sich, daß der Buntsandstein bei Wimpfen 30 Meter unter dem Meeresniveau, also 170 Meter unter der Talsohle beginnt, während bei Eberbach mit 550 Metern über dem Meere seine obere Grenze noch nicht erreicht ist. Das bedeutet eine Differenz von etwa 600 Metern, um die die entsprechenden Schichten bei Wimpfen tiefer liegen als bei Eberbach, und es bedarf keines

*) 70 Meter entfallen auf den Wellenkalk, 80 Meter auf die Anhydritgruppe, 80 Meter auf den Hauptmuschelkalk.

besonderen Hinweises mehr, daß in diesem allmählichen Einfallen der Schichtentafeln die Hauptursache des oberflächlichen Wechsels der geologischen Formationen zu suchen ist.

Es wird nun aber auch deutlich, welchen naturwidrigen Weg der Neckar in seinem unteren Laufe einschlägt, wenn er dem Gefälle des Tafellandes entgegen zwischen den höher und höher aufsteigenden Buntsandsteinschichten in die Ebene durchbricht. Denn während bei



100. Wimpfen am Berg.

Wimpfen der Höhenunterschied zwischen dem Flußbett und der Talkante nur etwa 60 Meter beträgt, und auch die Nachbarberge sich höchstens noch 50 Meter darüber erheben, überragt der Königstuhl den Neckar bei Heidelberg um mehr als 450 Meter! Mit Recht nehmen wir Anstoß an dieser seltsamen Tatsache: aber ihre Erklärung müssen wir einem späteren Kapitel vorbehalten.

Haben wir noch Wimpfen im Tal und seiner gotischen Stiftskirche einen Besuch abgestattet — zu ihrem reichen Maßwerk haben, wie zu allen älteren und jüngeren Werken der Architektur und Bildhauerkunst in Wimpfen, die weichen, grau-

braunen Keupersandsteine das Material geliefert — so treten wir über Rappenau und Sinsheim die Heimfahrt an. Einige Minuten genießen wir noch von der Bahn aus den Blick über das Neckartal, dann wendet sich unser Weg westwärts. Flach hügeliges, fruchtbares Land begleitet uns, bis wir in der Nähe von Steinsfurth das Elsenztal mit seinen in den Muschelkalk eingeschnittenen Gehängen erreichen. Der vulkanische Steinsberg zur Linken zieht unsere Aufmerksamkeit auf sich, zwischen Meckesheim und Mauer stellen wir zum letztenmal Muschelkalkwände fest. Breit dehnt sich die Elsenzaue im Gebiet der alten Neckarschlinge, dann durchfahren wir das enge Talstück zwischen Bammental und Neckargemünd: eben noch umgeben von sonnigem, fruchtbarem Hügelland, befinden wir uns schon mitten zwischen waldbedeckten, hohen Bergen und begrüßen in Neckargemünd den Fluß und die vertrauten roten Sandsteinwände.[27]

VIII. Keuper und Jura.

Ausflug von Rauenberg nach Malsch.

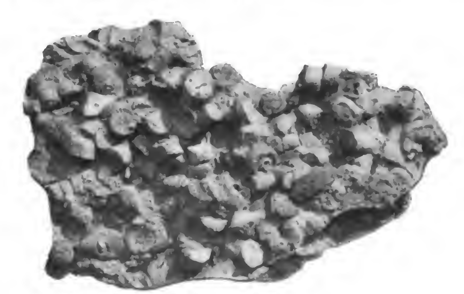
Versteinerungen des Hauptmuschelkalks: Trochiten und Enkriniten, Ceratiten, Armfüßler, Muscheln und Schnecken. Fundstellen in Heidelbergs Umgebung. Bedeutung der Versteinerungen für die Erkennung der geologischen Formationen und für die Geschichte des Lebens.

Verbreitung und Charakter des Keupers in Südwestdeutschland. Unterer, bunter, oberer Keuper. Rote Mergel und Steinmergelkeuper bei Rauenberg. Tiefere Keuperstufen von Wiesloch bis Rauenberg. Schilfsandstein am Weg nach Malsch. Rhätsandsteine auf der Hochfläche des Letzenbergs. Blick auf die Jurasenke von Malsch. Meerestransgression des Lias. Beschaffenheit der Liasgesteine. Abschluß der Sedimentbildungen in Südwestdeutschland am Ende der Juraperiode. Einordnung der bisher beobachteten Sedimente in das allgemeine geologische System. Erklärung der Namen der geologischen Formationen.

Waren schon die Schichten des Wellenkalkes auffallend arm an tierischen Resten, so mußte eine Konzentration des Salzgehaltes, die zur Abscheidung von Gips und Steinsalz führte, die Entfaltung des Lebens vollends ausschließen. Wie heute jener Salzsee im Jordantiefland ein totes Meer ist und heißt, so war auch das Leben in den salzigen Lagunen des mittleren Muschelkalkes erloschen. Erst nach Abschluß der Periode der Salzbildung, nachdem vielleicht infolge langsamer Senkung des Meeresbodens eine offene Verbindung mit dem Ozean entstanden war, beginnt jene weniger durch Artenreichtum als durch Massenhaftigkeit in Erstaunen setzende Einwanderung von Meeresbewohnern, die der Formation ihren Namen und der oberen Abteilung insbesondere den Namen Hauptmuschelkalk verschafft hat.

Wir wissen bereits, daß man im Hauptmuschelkalk die Stufen des Trochitenkalkes und des Nodosuskalkes unterscheidet. Zu Bauzwecken eignen sich besonders die harten, dickbankigen Trochitenkalke, während die mit ihnen abwechselnden versteinerungsleeren Blaukalke vielfach als Straßenschotter benutzt werden. Im Gegensatz zu den knorrigen Trochitenbänken bestehen die über ihnen folgenden Nodosuskalke vorwiegend aus dünnschichtigen, ebenen Kalkbänken mit zwischeneingeschalteten Mergellagen.

Wir haben nun hinreichend Erfahrungen gesammelt, um zu erkennen, daß die Unterscheidung einzelner Formationsstufen nach dem Gesteinscharakter um so schwieriger wird, je häufiger sich dieselben Gesteinsarten wiederholen, und je weiter das Gebiet ist, das von der Formation eingenommen wird. Die Erkennung zusammengehöriger Schichten wird aber wesentlich vereinfacht, wenn man auf die Versteinerungen achtet, die sich in den Kalken finden. Nach diesem neuen, auf die in den Gesteinen auftretenden Petrefakten begründeten Einteilungsprinzip sind auch Trochitenkalk und Nodosuskalk unterschieden worden, und es muß unsere nächste Aufgabe sein, die Natur der genannten Versteinerungen festzustellen.



101. Trochitenkalkplatte.

Eine merkwürdige Vermischung von rein mineralogischen mit organischen Struktureigentümlichkeiten stellen die Trochiten dar. Ihre spiegelnden Bruchflächen zeigen die regelmäßigste rhomboedrische Spaltbarkeit: dies beweist, daß die Substanz der Trochiten nichts anderes ist als Kalkspat. Die äußere Form der Körper hat aber ganz und gar nichts mit der Kristallisation zu tun. Am nächsten liegt der Vergleich mit Säulentrommeln. Von 2 bis 8 Millimetern schwankt der Durchmesser, von einem halben bis zu 10 Millimetern die Höhe der Trommeln; stets befindet sich am Rand ein Kranz zierlicher Einkerbungen, in der Mitte eine kleine Vertiefung. Bisweilen trifft man zwei oder mehr Trommeln im Zusammenhang; dann passen die Einkerbungen genau ineinander, und wir kommen zu dem Schluß, daß die Trochiten

tatsächlich die auseinandergefallenen Glieder eines ursprünglich säulenförmigen Körpers sind. Ihre Abkunft von einem tierischen Wesen ist aber damit nur noch rätselhafter geworden, und mit den vereinzelten dreieckigen oder trapezförmigen Kalkgebilden, die man zwischen den Trochiten einmal findet, steht es um nichts besser. Man muß schon in Steinbrüchen auf die Suche gehen, in denen meterdicke Bänke fast ausschließlich aus Trochiten zusammengesetzt sind, um das wunderbare Gebilde zu finden, das den Kopf des Säulenschaftes darstellt. Da liegen denn in günstigen Fällen Dutzende von „Kelchen" oder „Kronen", wie sie die Abbildung zeigt, neben und übereinander, bald in ihrem Zusammenhang erhalten, bald in Hunderte von Täfelchen auseinander gebrochen. Über dem stark verjüngten Schaft wiegt sich die Krone, an ihrer Basis regelmäßig fünfeckig gebaut, dann in zehn getäfelte Arme auseinanderstrebend. Wie die Herbstzeitlosen mit ihren blassen Kelchen auf blattlosen Schäften im September auf mancher Wiese zu Tausenden beisammen stehen, so müssen diese steinernen Blumen dichte Wälder auf dem Grunde des Meeres gebildet haben. Als Seelilien bezeichnet sie die Wissenschaft: aber man würde irren, wenn man mehr als eine oberflächliche Ähnlichkeit mit unsern Lilien und Tulpen erwarten wollte. Es sind festgewachsene Tiere aus dem Kreis der Stachelhäuter; Seesterne und Seeigel sind ihre nächsten lebenden Verwandten. Wie diese heute an den Küsten unserer Meere Nahrung suchend umherkriechen, so schwankten die Seelilien auf ihren gegliederten Stengeln und streckten ihre Fangarme nach Beute aus. Sie verschwinden im oberen Muschelkalk spurlos, nach Zeiten unerhört üppiger Entwicklung, ohne daß man einen Grund dafür anzugeben weiß.



102. Krone von Encrinus liliiformis.

Viel leichter erkennen wir die Zugehörigkeit des Ceratites nodosus, des knotigen Ammonshorns, zu einer bestimmten Tierklasse. Die Ähnlichkeit des Gebildes mit einer großen, flachgewundenen Schneckenschale ist so augenfällig, daß wir es ohne Zögern auch als das Erzeugnis und die Behausung eines schneckenartigen Tieres ansprechen. Nähere Untersuchung zeigt

jedoch, daß die Schale hintereinander liegende Kammern besitzt, also keine Schneckenschale sein kann. Sie gehörte zu einem Tier aus der einst ungeheuer artenreichen, jetzt beinahe ausgestorbenen Gruppe der Kopffüßler (Cephalopoden), einer neben Muscheln und Schnecken selbständig entwickelten Klasse von Weichtieren.

Die Kammern entstanden, indem das Tier sein Gehäuse vorn weiterbaute und den freigewordenen Raum mit einer Querwand abschloß. Die Schale des Schiffsboots, des einzigen heute noch lebenden schalentragenden Kopffüßlers, zeigt ganz



103. Durchschnittene Schale des Schiffsboots.
Halbe Größe.

dieselbe Kammernbildung wie unser Ammonshorn. Und ähnlich muß auch die Lebensweise des Ceratiten und Ammoniten gewesen sein: es waren freischwimmende Tiere mit dünnen leichten Schalen, von deren Pracht uns die mit Kalkschlamm erfüllten plumpen Steinkerne kein Bild mehr gewähren.

Von den zahlreichen Muscheln und Schnecken, Kopffüßlern und Armfüßlern, die im Muschelkalkmeere lebten, soll nur noch die häufigste Form aus der Klasse der Armfüßler besprochen werden, die Terebratula vulgaris. Denn sie gibt von einem vierten Typus der Weichtiere eine Vorstellung, der



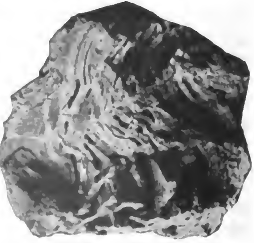
104. 105. Terebratula vulgaris von oben und unten.

heute nur noch ein kümmerliches Dasein fristet, in den ältesten geologischen Perioden dagegen eine überaus reiche Entwicklung gehabt hat. Ihren Namen verdanken die Armfüßler (Brachiopoden) einer eigentümlichen Skelettbildung im Innern, dem Armgerüst, an dem die Kiemen sitzen. Äußerlich sind sie leicht an dem aus Rücken- und Bauchschale zusammengesetzten Gehäuse zu erkennen. Auch der Seite 91 abgebildete Productus horridus des Zechsteins gehört in ihren Kreis.

In den Steinbrüchen zwischen Nußloch und Wiesloch, im Elsenztal, bei Eschelbronn usw. kann man zahlreiche herausgewitterte Petrefakten oder Platten, die mit solchen dicht bedeckt sind, sammeln.*)

Wenn wir auch nicht auf die Beschreibung einzelner Arten eingehen können, so können wir uns doch die Tragweite der Entdeckung vergegenwärtigen, daß jeder Formation ganz bestimmte Versteinerungen zugehören. Ihr praktischer Wert für die Vergleichung entfernter Gebiete derselben Formation und für die Unterscheidung verschiedenaltriger, aber aus ähnlichen Gesteinen aufgebauter Schichten ist schon früher hervorgehoben worden. Man hat darum auch diese für die Erkennung der einzelnen Formationsstufen wichtigen Versteinerungen als Leitfossilien, oder wenn es sich um die Schalen von Weichtieren handelt, als Leitmuscheln bezeichnet. Die Reste von Tieren und Pflanzen, die in den Erdschichten aufbewahrt sind, beanspruchen aber auch ein selbständiges Interesse und bilden als Dokumente einstigen Lebens den Gegenstand eines besonderen Zweiges der Geologie, der Palaeontologie. Sie lehren in der eindringlichsten Weise die große Wahrheit, daß nicht

*) Die Brüche zwischen Nußloch und Wiesloch sind zur Zeit für das Zementwerk Leimen in lebhaftem Betrieb. In den Wiesloch näher gelegenen Teilen des Trochitenkalks befinden sich auch die berühmten Galmeilagerstätten. Näheres über ihre Entstehung und die Geschichte des Bergbaus ist in den Erläuterungen zu Blatt Neckargemünd der geologischen Spezialkarte von Baden S. 38—43 und besonders in dem Werk von A. Schmidt „Die Zinkerzlagerstätten von Wiesloch" zu finden.



106. Galmei von Wiesloch.

nur das Leben des einzelnen vergänglich ist, sondern daß ganze Welten von Geschöpfen auf der Erde erschienen und wieder verschwunden sind. Sie führen mit unentrinnbarer Logik zu der Erkenntnis, daß die Schöpfung des Lebens kein einmaliger Akt, sondern ein durch Millionen von Jahren sich erstreckender Entwicklungsprozeß ist, von dem wir weder Ursprung noch Ziel zu erkennen vermögen.

Doch wir kehren von diesen Gedankenflügen zu unseren



107. Platte aus dem Hauptmuschelkalk von Eschelbronn.
Mit Gervillia socialis, Myophoria vulgaris, Corbula gregaria und Nothosaurusrippe.

geologischen Wanderungen zurück. Auf den beiden vorhergehenden Exkursionen haben wir diejenigen sedimentären Bildungen in Heidelbergs Umgebung näher kennen gelernt, deren Gesamterscheinung auch dem Laien nicht fremd ist. Am Finkenhof und in Wimpfen haben wir die erste Bekanntschaft mit Keupergesteinen gemacht. Was man sich aber unter der Keuperformation im ganzen vorzustellen hat, und welche geographische Verbreitung ihr zukommt, das ist für uns noch in Dunkel gehüllt. Warum, ist mit wenig Worten gesagt. So scharf sich die Formation geographisch heraushebt, wo sie zur Herrschaft gelangt, und so leicht

es im allgemeinen ist, die Keupergesteine zu erkennen — in der näheren Umgebung von Heidelberg ist der Keuper fast ganz unter Löß begraben, und der bunte Wechsel der Gesteine erschwert eine einheitliche Charakteristik. Es wird darum nützlich sein, unserem Ausflug in das Keupergebiet südlich von Wiesloch nicht nur eine Orientierung über die Verbreitung des Keupers im rechtsrheinischen Südwestdeutschland, sondern auch eine kurze Charakteristik der einzelnen Keuperstufen vorauszuschicken.

Wenn man über Bruchsal nach Stuttgart fährt, sieht man nördlich der Bahnlinie zwischen Maulbronn, Mühlacker und Bietigheim ein ansehnliches Bergland sich 100—200 Meter über die Umgebung erheben. Es ist das Gebiet des Strombergs mit dem nordöstlich sich anschließenden Heuchelberg, die einzige zusammenhängende Keuperlandschaft diesseits des Neckars. Sie setzt sich östlich von Heilbronn fort in den Löwensteiner Bergen und dem Mainhardter Wald und umrahmt als ein steil abfallendes Tafelland mit tief eingeschnittenen Rändern über Hall, Crailsheim, Rotenburg das früher erwähnte Muschelkalkgebiet. Die Frankenhöhe östlich von Rotenburg, der Steigerwald und die Haßberge bezeichnen die westliche, Nürnberg, Bamberg und Coburg die östliche Grenze des größten deutschen Keupergebiets, des mittelfränkischen Tafellandes.

Man braucht nur auf der Karte die Grenzen der Formation zu verfolgen, um sich zu überzeugen, daß der Keuper ein in rascher Zerstörung begriffenes Schichtensystem darstellt. Warum er aber so viel leichter der Zerstörung anheimfällt als Muschelkalk und Buntsandstein, das ergibt sich sofort, wenn man seine petrographische Zusammensetzung näher ins Auge faßt. Es sind nicht mehr Kalke oder Sandsteine, die den Hauptanteil der Schichten bilden, sondern Mergel, also kalkhaltige Tone, die überall, wo sie an die Oberfläche treten, in kleine und kleinste eckige Stückchen zerfallen. Werden sie also durch das Wasser losgebröckelt und fortgespült, so brechen schließlich auch die ihrer Stütze beraubten härteren Sandsteinbänke über ihnen zusammen.

Auch beim Keuper werden drei Abteilungen unterschieden, der untere, graue Keuper oder die Lettenkohle, der mittlere oder bunte Keuper und der obere Keuper oder das Rhät. Wir erinnern uns der mürben Sandsteine vom Finkenhof. Sie können lokal zu mächtigen Bänken anwachsen und liefern dann auch vorzügliche Bausteine. Graue bis schwarze Mergelschiefer und gelbbraun verwitternde Dolomite überlagern sie und be-

grenzen diese untere Stufe des Keupers, die nach den an manchen Orten in den Schieferletten vorkommenden schwachen Kohlenflözen den Namen Lettenkohle erhalten hat. Dann folgt der mächtige Schichtenkomplex des bunten Keupers: die vorwiegend violettgrau gefärbten Mergel des Gipskeupers mit ihren Lagern von schneeweißem, grauem und fleischrotem Gips*), der



108. Nordwand der Mergelgrube bei Rauenberg.
Rote Mergel und Steinmergelkeuper.

bräunlichgelbe, in den oberen Lagen rotgeflammte Schilfsandstein, die roten Mergel, der Steinmergelkeuper mit seinen grellen Farben, die wulstigen Knollenmergel; als Abschluß der ganzen Formation

*) Der Gips fehlt in der Wieslocher Gegend; er tritt aber schon bei Sulzfeld unweit Eppingen in bauwürdigen Lagern auf und findet sich fast überall in Württemberg an der Basis des Keupersteilrandes.

endlich die gelben, feinkörnigen, festen Sandsteine und die grauen bis schwarzen Tone des oberen Keupers.

Um eine Anschauung von den wichtigsten Keupergesteinen und ihren Eigentümlichkeiten zu erhalten, genügt es, den rebenbedeckten Hügeln zu beiden Seiten des Angelbachtales einen Besuch abzustatten. Wir fahren gleich bis Rauenberg und beginnen unsere Studien mit der Besichtigung einer nahe beim Bahnhof gelegenen Mergelgrube, in der die roten Mergel und die unteren Schichten des Steinmergelkeupers aufgeschlossen sind.

Schon vom Zuge aus erkennt man den raschen Wechsel greller Farbenbänder in den durch den Abbau bloßgelegten Keuperschichten. Bald haben wir uns an Ort und Stelle soweit zurecht gefunden, daß wir rot, violettbraun und graugrün als die Farben der weichen Keupermergel, grauweiß, grünlichweiß und gelblichweiß als die der zwischeneingeschalteten Sandsteine und Steinmergel erkennen. Die mächtigen Schuttkegel, zu denen sich die fort und fort abbröckelnden Massen am Fuße der Wände anhäufen, versorgen uns reichlich mit Untersuchungsmaterial. Die glimmerreichen Sandsteine, deren Bänke man gesimsartig vorspringen sieht, liegen in faust- bis kopfgroßen Bruchstücken umher; den Hauptanteil an der Zusammensetzung der Schuttmassen liefern im übrigen die buntfarbigen Mergel, die meist überaus leicht in einen splitterigen Grus zerfallen. Ein leiser Druck genügt, um anscheinend völlig kompakte Stücke in krummschalig absplitternde Scherben zu zerbrechen. Auch bei der Berührung mit Wasser zerfallen sie wie gebrannter Kalk sofort in zahlreiche kleine Splitter. Untersuchen wir die anstehenden Mergel, so finden wir sie von zahllosen Rissen und Sprüngen durchsetzt, die ihrerseits wieder von tafelförmigen bis papierdünnen Kalkspatleisten durchzogen sind. Hier hängen sie in großen weißen Fetzen an den Kluftflächen, dort bilden sie ein ganzes Netzwerk von Kalktafeln, in dem die zerbröckelnden Mergel noch einigen Halt finden. Sehr oft bemerkt man, daß zu beiden Seiten der Kalktafeln in den roten Mergeln ein scharf begrenztes grünes Salband auftritt, das auf Auslaugungsprozesse schließen läßt. So gleichgültig diese Verfärbung auf den ersten Blick erscheint, sie gewinnt in dem Maße an Bedeutung, als wir in ihr den Anfang jener Ausbleichung erkennen, die wir an den Schichten des Steinmergelkeupers im großen beobachten können. Wir überzeugen uns, daß ganz regelmäßig die roten Mergel über und unter den Sandsteinbänken und ebenso die im Sandstein stecken-

den Mergelstücke grün verfärbt sind; als Übergangsfarbe stellt sich gewöhnlich ein eigentümliches Violettgrau ein. So scheint die Reduktion des Eisenoxyds von den Sandsteinbänken auszugehen und nach unten und oben fortzuschreiten, wie sie sich längs der Klüfte an die Kalkspattafeln anschließt; das Fehlen der Sandstein- und Kalkbänke in den roten Mergeln würde zugleich ihre eintönigere, wenig veränderte Färbung erklären.

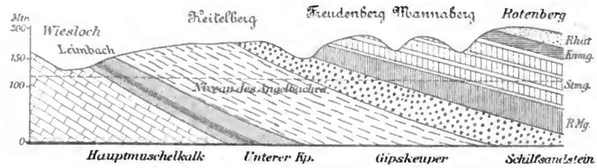


109. Kalkspatleisten im Keupermergel.

Von gleicher Beschaffenheit wie die roten Mergel sind die des Gipskeupers, nur daß sie vorwiegend graugrün und trübviolett gefärbt sind; auch die Kalkleisten fehlen ihnen nicht. Ihre Trennung von den roten Mergeln rechtfertigt sich geologisch dadurch, daß zwischen ihnen die mächtigste und technisch wichtigste Sandsteinbildung des Keupers liegt, der Schilfsandstein oder Keuperwerkstein. Er verdankt den ersten Namen den in Menge vorhandenen Abdrücken und Stammresten eines großen Schachtelhalms, der auf den Sandflächen der Keuperzeit ebenso gesellig wuchs, wie unsere zwerghaften Ackerschachtelhalme heute wieder auf dem sandigen Boden wuchern. Der

zweite Name weist darauf hin, daß er ein geschätzter Baustein ist. In der Tat wird er in zahlreichen kleineren und größeren Brüchen zwischen Östringen, Michelfeld, Dühren und dem Steinsberg einerseits, Odenheim und Tiefenbach andererseits abgebaut, und für das mittlere und nordöstliche Schwaben ist er der wichtigste aller Bausteine.

Erinnern wir uns, daß zwischen Nußloch und Wiesloch die beiden Stufen des Hauptmuschelkalks zutage treten, so werden wir, gleiches Einfallen der Schichten nach Süden vorausgesetzt, südlich von Wiesloch sämtliche Abteilungen des Keupers zu erwarten haben. In der Tat bildet unmittelbar südlich von der Bahn, die ins Leimbachtal führt, der untere Keuper den Fuß, der Gipskeuper den Rücken des Keitelbergs (167 Meter). Am Südabhang tritt dem „Bergweg" entlang der Schilfsandstein



110. Profil durch den Keuper zwischen Wiesloch und Rotenberg.

heraus; der nächste Hügel besteht im wesentlichen aus den roten Mergeln, sein Rücken (181—215 Meter) aus Steinmergelkeuper; dann sehen wir den Steinmergelkeuper in der Grube bei Rauenberg schon ziemlich tief unten im Tal ausstreichen, während hinter der Ruine Rotenberg über ihnen die Knollenmergel und Rhätsandsteine als oberste Keuperbildungen folgen.

Die Brüche im Schilfsandstein, die wir besuchen wollen, liegen auf der anderen Talseite, an der von Rauenberg nach Malschenberg führenden Straße. Wir überschreiten daher die Bahn und biegen in die breite Dorfstraße ein, die nach einiger Zeit die Landstraße durch das Angelbachtal kreuzt und dann bergan steigt. Hinter den letzten Häusern von Rauenberg beginnt schon das Steinbruchgebiet. Zunächst sehen wir nur alte auflässige Brüche, wieder eingeebnetes und mit Reben bepflanztes Gelände; dann erreichen wir kurz vor einer kleinen Kapelle den tiefliegenden Steinbruch, der noch im Betrieb ist. Wir haben hier nur die oberen Lagen des Schilfsandsteins vor uns, und es

ist nicht eben das beste Material, das hier gewonnen wird. An Stelle der gleichmäßig gelbbraunen oder graubraunen Farbe der guten Werksteine herrscht hier eine seltsam unruhige Färbung, hervorgebracht durch fast schwarze bis trüb rote kleine Flecken und Streifen, die ohne scharfe Grenzen beständig mit der graubraunen Grundfarbe zusammenfließen, und an Stelle gleichmäßig dichten Korns tritt eine durch reichlichen Glimmergehalt verursachte dünnbankige Absonderung.

Blicken wir jetzt von dem Kapellchen nach den steilen östlichen Talwänden des Angelbachtals hinüber, so erkennen wir leicht, daß die in gleicher Höhe liegenden Keuperschichten einem viel höheren Niveau der Formation angehören. Der Unterschied ist zu groß, als daß er allein aus der schwachen östlichen Schichtenneigung erklärt werden könnte: wir müssen eine etwa dem Angelbachtal folgende Verwerfung annehmen, längs welcher der östliche Flügel des Gebirges abgesunken ist.

Wenige Schritte hinter der Kapelle zweigt links ein Feldweg von der Straße ab. Folgen wir ihm bis zum Gipfel des Letzenberges, so durchschneiden wir sämtliche Keuperstufen vom Schilfsandstein bis zu den Rhätsandsteinen. Auf den flach liegenden Äckern ist zunächst wenig zu sehen; erst wo der Weg nach rechts gewendet durch Weinbergsgelände anzusteigen und als Hohlweg tiefer einzuschneiden beginnt, bemerken wir den charakteristischen roten und grauen Mergelschutt; besonders im oberen Teil des Hohlweges herrschen frische Farben. Das Auftreten einer hellgrünen Mergelzone und eines dichten weißen Sandsteins zeigt die untere Grenze des Steinmergelkeupers an; man kann die Bank besonders rechts unter Gebüsch kurz vor der Abzweigung eines Weges sehr schön beobachten. An dieser Stelle befindet sich auch die sogenannte Grottenkapelle; sie interessiert uns hier nur insoweit, als die Grotte kunstreich aus Lößkonkretionen zusammengefügt ist. Einige Schritte weiter oben findet man kleine Stücke eines graugelben, von undeutlichen Muscheltrümmern, Kalkspatkriställchen und winzigen kugeligen Konkretionen erfüllten Kalkmergels, der sogenannten „oolithischen Bank", auf der Höhe des Weges wieder weiße schieferige Sandsteine, die aus dem Boden der Weinberge stammen, die Bruchstücke der nächst höheren Sandsteinbank des Steinmergelkeupers.

Wir überschreiten nun eine flache Talsenkung, von der wir einen Ausblick auf die nahe Rheinebene haben, und erreichen wieder steiler ansteigend — die Seiten des Weges zeigen rote

Mergel, im Weg selbst stecken zahlreiche Stücke von Rhätsandstein — einen Sattel, der von den benachbarten Höhen noch um 30—40 Meter überragt wird. Zur Rechten wird der erste kleine Steinbruch im Rhätsandstein sichtbar, weiterhin tauchen die Häuser und die Kirche von Malschenberg aus einer Talfurche auf, dahinter erhebt sich, durch seine Lage an der Rheinebene ein weithin sichtbarer Orientierungspunkt, der letzte wirkliche Berg auf dem nördlichen Flügel der Kraichgauer Senke, der Letzenberg. Wie dieser hier mit steilem Rand aus dem Flachland aufsteigt und gleich dem links vom Sattel sich erhebenden Galgenberg seine größere Höhe dem Umstand verdankt, daß die Rhätsandsteindecke auf ihm erhalten geblieben ist, so schützen hochgelegene Sandsteinbildungen überall die weichen Mergel und führen zur Bildung steilwandiger Plateauberge am Rande der Keuperstufe.

Blicken wir jetzt nach Norden, so überrascht uns die hübsche Aussicht auf die hintereinander aufsteigenden Randberge des Odenwaldes. Von Osten gegen Süden begrenzt ein bewaldeter Rücken das Bild. Auf das muldenförmig vertiefte Acker- und Wiesenland im Süden gewinnen wir erst einen freien Ausblick, wenn wir von der höheren Warte des Letzenberges Umschau halten. Die neue Wallfahrtskapelle auf seinem Gipfel, das weithin sichtbare Wahrzeichen der Gegend, ist auch für uns das Ziel, nach dem wir unsere Schritte lenken.

Hier oben stehen wir endlich an der Grenze des Keupers. Überall auf dem Gipfel liegen Bruchstücke von Rhätsandsteinen, der ganze Südhang des Berges ist damit bedeckt, größere Blöcke sind an den Stationen des Wallfahrtsweges, dem wir nach Malsch hinab folgen, angehäuft; auch zwei kleinere in den Rhätsandsteinen angelegte Steinbrüche können wir aufsuchen. Die weite Verbreitung der Bruchstücke auf dem südlichen Abhang erklärt sich, abgesehen von ihrer großen Widerstandsfähigkeit gegen Verwitterung, durch das Zusammenfallen des Streichens der Schichten mit dem Böschungswinkel des Berges.

Die Farbe unserer Rhätsandsteine ist so charakteristisch, daß sie kaum mit anderen Sandsteinen verwechselt werden können. Von semmelfarbigem Gelbbraun finden sich alle Farbentöne bis zu fast reinem Weiß, und sehr häufig gesellt sich noch in Form von Streifen und Bändern lebhaftes Gelbrot zur Grundfarbe. Zu diesem bunten Kolorit tritt dann die eigentümliche Rauhigkeit des frisch angeschlagenen Gesteins, die man bei dem feinen

Korn des Sandes nicht erwartet. Der Grund dafür liegt, wie man sich mit Hilfe einer Lupe überzeugen kann, darin, daß die scharfeckigen Quarzkörnchen ohne Bindemittel unmittelbar zu dem Gestein zusammentreten.

Die grauen schieferigen Tone, die den Rhätsandstein zu überlagern pflegen, sind auf unserem Wege nach Malsch hinab nicht festzustellen. Dagegen liegen kurz vor dem Dorf, in dem Hohlweg, der das letzte Stück des Abhanges hinabführt, in zahlreichen Bruchstücken dichte, dunkelblaugraue Kalke. Sie sind die ersten Anzeichen, daß wir in den Jura eingetreten sind.

Wer bei dem Worte Jura an die Ketten und Schluchten des Schweizer Jura oder an die weißgelben Kalkfelsen am Steilrand der Schwäbischen Alb denkt, dem mag es seltsam erscheinen, daß die Niederung vor unseren Augen ein Stück Jura sein soll. Und doch hat es damit seine volle Richtigkeit, wenn man das Wort nicht im geographischen, sondern im geologischen Sinne nimmt, wenn man nicht nur die heute als Gebirge und Tafelländer erscheinenden Reste der Juraformation, sondern die ganze Ausdehnung der während der Juraperiode abgesetzten Sedimente als Jura bezeichnet.



111. Aussicht vom Letzenberg nach der Jurasenke von Malsch.

Wie auf den Buntsandstein der Muschelkalk folgte, so löst die marine Juraformation die Festlandsbildungen des Keupers ab. Die Hebung der Muschelkalkgebiete hatte eine Wiederholung von Sedimentbildungen ermöglicht, die ihrer ganzen Beschaffenheit nach an den oberen Buntsandstein erinnern, die Senkung bewirkte ein neues Überfluten des Meeres und damit die Bildung mariner Kalke, Schiefer und Tone.

Wenn wir den Wechsel der Sedimentbildungen von der Zechsteinperiode an aus Senkungen und Hebungen des Landes zu erklären versuchten, so liegt dem nicht nur die Anschauung zugrunde, daß ein Emportauchen von Landflächen aus der die

Erde umspannenden Wasserhülle oder das langsame Versinken unter das allgemeine Meeresniveau die natürlichste Annahme ist. Die ungestörte, oder wie der Geologe sagt, konkordante Schichtenfolge durch alle diese Formationen hindurch läßt auch die Annahme gewaltsamerer Störungen als durchaus überflüssig und unbegründet erscheinen. Daß solche regionalen Senkungen und Hebungen gar keinen großen Betrag zu erreichen brauchen, um in horizontaler Erstreckung schon ganz gewaltige Wirkungen hervorzurufen, das zeigt die einfachste Überlegung. Durch eine Senkung des Landes um 100 Meter würde Mannheim zur Seestadt werden. Eine weitere Senkung um 100 Meter würde nicht nur die Rheinebene bis nach Freiburg überfluten und den Kaiserstuhl zur Insel machen, sondern ganz Europa in einen Archipel von Inseln auflösen. Umgekehrt würde schon eine Hebung des Meeresbodens um 60 Meter genügen, um England mit dem Festlande zu verbinden.

Wir haben also, um das Auftreten mariner Kalke über den Keupersandsteinen zu erklären, wieder eine allgemeine Senkung des Landes anzunehmen, und müssen aus der ungemein weiten Verbreitung der Juraformation schließen, daß diese Senkung eine viel umfassendere und nachhaltigere gewesen ist als zur Muschelkalkzeit: ein Schluß, der durch die Mächtigkeit der Juraformation, die mit 700—800 Metern den Muschelkalk um das Dreifache übertrifft, aufs nachdrücklichste bestätigt wird.

Nach der Farbe der Jurageſteine hat man die Formation in die drei Stufen des schwarzen, braunen und weißen Jura gegliedert, denen die aus England stammenden Namen Lias, Dogger und Malm entsprechen. Aus den über 400 Meter mächtigen weißgelben Kalken des Malm bestehen die Steilwände der schwäbisch-fränkischen Juratafel. In schärfer ausgeprägten Formen und in größerem Maßstab wiederholt sich hier das Schauspiel, das uns schon der Rand der Keuperstufe geboten hat. Dem Dogger gehören die bewaldeten Vorberge und der Sockel der Albhochfläche an. Der Lias bildet die fruchtbare Hügellandschaft, die in einem breiten, vielfach zerrissenen Streifen dem eigentlichen Gebirgsrand vorgelagert ist.

Es ist schon darauf hingewiesen, daß die blauen Kalke von Malsch dem Jura angehören. Wir können jetzt genauer sagen, daß es Liaskalksteine sind, und daß sämtliche Schichtglieder des Lias und unteren Dogger in dem schmalen Dreieck

zwischen Malsch, Oestringen und Zeuthern (am Austritt der Kraich in die Rheinebene) nachgewiesen wurden.

Wie kommen aber Juraschichten in diese Mulde, die von den nächsten Liasablagerungen südlich von Stuttgart um mehr als 60 Kilometer entfernt ist?

Die Antwort kann nach allem, was wir bisher über die von Nordwesten nach Südosten fortschreitende Zerstörung und Abtragung der älteren Formationen festgestellt haben, nur die sein, daß sie gerade infolge ihrer tiefen Einsenkung von der Wegführung verschont geblieben sind. Daß die Liasbildungen in der Mitte der Kraichgauer Senke wirklich ursprünglich mit den schwäbischen Liasschichten zusammenhingen, steht außer Zweifel und ergibt sich allein schon aus der bis ins kleinste gehenden Übereinstimmung der jetzt getrennten Schichten hinsichtlich der Gesteinsfolge und Petrefaktenführung.

Von den sechs in Schwaben unterschiedenen Liasabteilungen umsäumt die untere, aus dunkelgrauen, bituminösen Mergelschiefern mit eingelagerten Kalkbänken bestehende Abteilung den ganzen Rand der Mulde im Norden, Osten und Südosten. Ihr entstammen die blauen Kalke von Malsch, die in zahlreichen Gruben auf den Feldern bis zum Hengstbach hinab gewonnen werden. Jenseits dieses Wasserlaufes bilden Liastone den Untergrund des Waldbodens; sie haben infolge der Verwitterung ihre charakteristische Beschaffenheit derart eingebüßt, daß sie sich nur schwer von anderen Tonen unterscheiden lassen. Leichter fällt es, die nächsten Abteilungen, die grauen Mergel und die Posidonienschiefer zu kennzeichnen; sie treten aber nur an wenigen Stellen an die Oberfläche. Die Mergel wurden bei Oestringen einige Jahre lang abgebaut und lieferten eine Menge prachtvoller, verkiester Ammoniten; kleinere Versteinerungen, besonders kleine, wie abgebrochene Griffelspitzen aussehende Belemniten findet man auch heute noch auf den Schutthalden. Posidonienschiefer kommen bei Langenbrücken vor. Sie sind an ihrer zähen, an Dachpappe erinnernden, dünnschieferigen Beschaffenheit von jedem anderen Gestein sofort zu unterscheiden. In ihrem Niveau finden sich die Skelette jener Meeresungeheuer, die der Nichtgeologe dem Namen nach aus Scheffels Lied vom Ichthyosaurus kennt, die er aber auch in den Museen von Stuttgart und Tübingen in natura bewundern kann. Diese Sammlungen muß man besichtigen, um eine Anschauung von der vielgestaltigen Tierwelt zu gewinnen, die das Liasmeer bevölkerte, wenn man

nicht die Orte selbst aufsuchen will, wo die kostbaren Mumien im Boden stecken.

Wir selbst müssen uns darauf beschränken, zum Abschluß unserer Exkursion eine der Gruben bei Malsch zu besuchen, aus denen die unteren Liaskalke heraufgeholt werden. Die nächsten derartigen Gruben befinden sich an dem Wege, der jenseits des Tales am Friedhof vorbei in die Felder führt. Man sieht dort an verschiedenen Stellen Erd- und Steinhaufen neben halb zugeworfenen Gruben und kann aus den Kalken und Mergeln allerhand Versteinerungen herausklopfen. An einer frisch angelegten Grube rechts am Wege bietet sich auch Gelegenheit, die Art des Abbaues kennen zu lernen. Da man nur den Kalk gewinnen will, werden die Äcker ganz regelmäßig derart durchgegraben, daß man die Erde auf Haufen wirft, die Schiefer Schicht um Schicht abhebt, die Kalkbänke herausnimmt und dann alles wieder in die Grube zurücksetzt.



112. Gryphaea arcuata aus dem Liaskalk von Malsch.

In ganz derselben Weise werden in Schwaben bestimmte Schichten des oberen Lias, die technisch oder wegen ihrer Versteinerungsführung von Wert sind, durch Abbau in tiefen Gruben gewonnen. Man würde sich sehr enttäuscht finden, wenn man im Lias Steinbrüche von der Großartigkeit und Ausdehnung etwa jener Brüche im Weißjura erwartete, die den lithographischen Schiefer mit seinen wunderbar vollkommen erhaltenen Versteinerungen liefern.

Mit der reichen Entfaltung des Lebens im Liasmeer ist wohl auch der Reichtum der Liasschichten an organischen Substanzen und an Schwefeleisen in Zusammenhang zu bringen. Wir müssen annehmen, daß bei der Zersetzung eiweißhaltiger Stoffe das im Schlamm enthaltene Eisen sich mit dem vom Eiweiß herrührenden Schwefelwasserstoff verband, während aus den fettartigen Substanzen bituminöse, d. h. asphalt- und erdölartige Verbindungen hervorgingen. Die bituminösen Stoffe geben den Liasschiefern die schwarze, an der Sonne ausbleichende

Farbe. Der Zersetzung des Schwefelkieses verdanken jene Schwefelquellen ihre Entstehung, die im Bad Langenbrücken zu Heilzwecken Verwendung finden.

Mit dem unteren Dogger schließt die Reihe der Sedimente ab, die in ununterbrochener Folge in unserer Gegend beobachtet werden können. Das Profil auf der nächsten Seite, das die Schichten im Verhältnis ihrer Mächtigkeit wiedergibt, soll von den überaus mannigfaltigen Bildungen, die sich seit dem Ende der Buntsandsteinperiode übereinander abgelagert haben, noch einmal ein anschauliches und zusammenfassendes Bild geben. Die Namen der einzelnen Lias- und Doggerschichten beziehen sich wie beim Hauptmuschelkalk auf gewisse Leitfossilien, von denen die Muschel, die als eine der häufigsten Versteinerungen dem Arkuaten- oder Gryphitenkalk den Namen gegeben hat, oben abgebildet ist.

Ob auch noch die Schichten des oberen Doggers und des weißen Jura in unserer Gegend zur Ablagerung kamen, mag dahingestellt bleiben. Gewiß ist nur, daß der Abschluß der konkordant aufeinander folgenden Sedimentbildungen in ganz Südwestdeutschland mit dem Ende der Juraperiode zusammenfällt. Niemals mehr seit dieser Zeit, wo der Meeresboden von Norden nach Süden fortschreitend sich zu einer flachen Insel emporhob, haben sich die Wogen eines Meeres über Südwestdeutschland hinweggewälzt, und nur einmal noch haben klimatische Verhältnisse an Stelle fortschreitender Abtragung ausgedehnte neue Ablagerungen hervorgebracht. So ist der Augenblick gekommen, wo wir die Einfügung der auf unseren Streifzügen über die geologischen Formationen gesammelten Erfahrungen in das allgemeingültige chronologische System der Geologie vornehmen müssen.

Vom Buntsandstein bis zum Weißjura haben wir eine ununterbrochene Schichtenfolge von 2000 Metern Mächtigkeit kennen gelernt. Von den älteren Formationen konnten wir nur ein unvollkommenes Bild gewinnen, doch haben wir Zechstein, Rotliegendes, Kohlenformation, Schiefergebirge unterschieden. Wir umfassen mit diesen Namen schon den größten Teil der Formationen, die in der Erdgeschichte als palaeozoische und mesozoische Formationsgruppe, als Altertum und Mittelalter der Erdgeschichte bezeichnet werden.

Aus der nachfolgenden vollständigen Tabelle der Formationen können wir entnehmen, welche Gruppen unter dem Rotliegen-

m	Schichten	Abteilung	Stufe	Formation
20	Murchisonaeschichten	Unterer	Dogger	JURA
50	Opalinuston			
30	Jurensismergel Posidonienschiefer	Ob.	Lias	
30-40	Graue Mergel	Mittl.		
25	Turneritone	Unt.		
13	Arcuatenkalk			
10	Rhätsandstein etc.		Keuper	GERMANISCHE TRIAS
25	Knollenmergel	Mittlerer od. Bunter		
40	Steinmergelkeuper mit Sandsteinbänken			
60	Rote Mergel			
34-7	Schilfsandstein			
110-130	Gypskeuper			
15 6-8	Lettenkohlenkeuper mit Lksandstein	Unt.		
60	Nodosuskalk	Oberer	Muschelkalk	
30	Trochitenkalk			
20-100	Anhydritgruppe (Gyps u. Steinsalz)	Mittl.		
50	Schaumkalk Wellenkalk	Unter		
20	Wellendolomit			
20	Röttone	Ober.	B. S.	
40	Chirotheriensandstein Zwischenschichten			

Maßstab 1:5000.

den in der Umgebung von Heidelberg fehlen oder nur unsichere Spuren hinterlassen haben, und welche weiteren Formationen vom Ende der Jurazeit bis auf die Gegenwart unterschieden werden.

Übersicht der geologischen Formationen.

Zeitalter	Formationen			Oberrheinisches System	
Kaenozoische Formationen, Neuzeit. (Tertiär) (Quartär)	Quartär	Alluvium			
		Diluvium (Eiszeit)			
	Tertiär	jüngeres	Pliocän	Einbruch des Rheintalgrabens, Faltung der Alpen	Zweite vulkan. Periode
			Miocän		
		älteres	Oligocän		
			Eocän		
Mesozoische Formationen, Mittelalter. (Sekundär)	Kreide	obere	Senon	Ausbildung des Stufenlandes	
			Turon		
			Cenoman		
		untere	Gault		
			Neocom		
	Jura	Malm			
		Dogger			
		Lias			
	Trias	Keuper		Ununterbrochene Schichtenfolge in Südwestdeutschland	
		Muschelkalk			
		Buntsandstein			
Palaeozoische Formationen, Altertum. (Primär)	Dyas	Zechstein (z. Teil)		Faltung des Schiefergebirges, Intrusion der Tiefengesteine	Erste vulkan. Periode
		Rotliegendes			
	Carbon	Obercarbon			
		Untercarbon			
	Devon	Oberdevon			
		Mitteldevon			
		Unterdevon			
	Silur	Obersilur			
		Untersilur			
	Cambrium			?	
	Praecambrium			?	
Archäische Formationen. (Urzeit)	Urschieferformation			?	
	Urgneisformation			?	

Die Urgneisformation und die Urschieferformation, die keine erkennbaren Spuren des Lebens enthalten, erreichen in Bayern und Böhmen eine Mächtigkeit von zusammen 30 000—40 000 Metern — sie müssen als die älteste Erstarrungsrinde der Erde betrachtet werden. Die Gesamtmächtigkeit der palaeozoischen Schichtengruppe erreicht ebenfalls 30 000 Meter, wovon auf das Praecambrium 6000, das Cambrium 3000, das Silur 6000 (mit 4000 Metern Sandsteinen), das Devon 6000, das Carbon 4000 Meter kommen. Wie bescheiden nehmen sich neben solchen Zahlen unsere 2000 Meter für die ganze Schichtenfolge vom Buntsandstein bis zum weißen Jura aus!

Wir entnehmen der Übersicht weiter, daß Rotliegendes und Zechstein noch den palaeozoischen Formationen angehören und unter dem Namen Dyas, d. h. zweigliederige Formationsgruppe zusammengefaßt werden, daß man Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper zusammen als dreigliederige Formationsgruppe, als Trias bezeichnet, und daß man in der Kreideformation fünf, im Tertiär vier Unterabteilungen unterscheidet. Die Trias ist in dem Profil S. 172 genauer als germanische Trias bezeichnet, weil die eigentümliche Dreigliederung der Formation auf Mitteleuropa beschränkt ist und schon in den Alpen einer ganz anderen, wesentlich marinen Ausbildungsweise Platz macht. Nach den Ablagerungen auf dem Gipfel der Scesaplana im Rhätikon haben die Schichten des oberen Keuper ihren Namen erhalten. Bei dem Namen Kreide darf man sich nicht vorstellen, als bestünde die ganze Formation aus diesem schneeweißen weichen Kalkgestein. Es kommt, wenn es überhaupt auftritt, nur in den obersten Stufen vor, im übrigen besteht die Kreideformation aus Sandsteinen, Mergeln, Tonen und Kalken in mannigfaltigster Ausbildung. Dasselbe gilt für das Tertiär, für dessen Gliederung nicht wie sonst an lokale Bezeichnungen oder an alte Volksnamen angeknüpft wurde, sondern die Zunahme der mit heutigen Gattungen und Arten verwandten Leitfossilien als Richtschnur gedient hat. So sind durch Zusammensetzung mit dem griechischen Worte kainós „neu“ die Bezeichnungen Eocän „Morgenrot der Neuzeit“ und Oligocän „wenig neu“ für das ältere, Miocän „weniger neu“ und Pliocän „mehr neu“ für das jüngere Tertiär entstanden. An die große Sündflut erinnert der Name Diluvium, als angeschwemmtes Land oder Alluvium werden die jüngsten geologischen Bildungen bezeichnet.[28]

IX. Der Einbruch des oberrheinischen Tieflandes.

Das Relief von Südwestdeutschland. Die Oberrheinische Tiefebene mit ihrer Gebirgsumrahmung. Ihre Entstehung durch Einbruch der Gesteinsdecke. Nachweis der Schichtenstörungen bei Heppenheim, Weinheim, Lützelsachsen und von Heidelberg bis Wiesloch. Abgesunkene Schollen am Rand des Schwarzwalds und der Vogesen. Tiefe der Grabensenkung. Gleichzeitige Hebungen und vulkanische Ausbrüche. Der Katzenbuckel. Verbreitung der mesozoischen Schichten zur Zeit seiner Entstehung. Tertiäre Ablagerungen im oberrheinischen Becken. Küstenbildungen bei Heppenheim und Weinheim. Oligocäne Tone bei Wiesloch. Brüche und Senkungsfelder außerhalb des oberrheinischen Gebirgssystems. Die Tertiärzeit als das Zeitalter der Faltung der großen Kettengebirge und der allmählichen Ausbildung der Formen der heutigen Erdoberfläche.

Als Teil einer großen, vom Kreidemeer umbrandeten Insel hatten wir uns Südwestdeutschland zuletzt vorstellen müssen. Dürften wir annehmen, daß die Erhebung der älteren Sedimentschichten damals schon den Betrag erreichte, der den heutigen Verhältnissen entspricht — wahrscheinlicher ist eine ganz allmähliche Hebung — so mußte das die Stelle des heutigen Odenwalds einnehmende Inselgebiet eine Höhe von 2000—2500 Metern besitzen. Je höher die Schichten emporstiegen, desto stärker waren sie gefährdet, desto schneller mußten die Gewässer in das Tafelland einschneiden und seine Gesteine in das Meer zurücktragen.

Doch wie ganz anders stellt sich uns das Relief von Südwestdeutschland dar, als wir es zu erwarten hätten, wenn die mit der Abtragung verknüpfte Ausbildung der Stufenlandschaft sich ungestört bis auf den heutigen Tag fortgesetzt hätte! Nicht nur ist die Hebung der einzelnen Gebirgsteile eine ganz ungleichmäßige, so daß die von den einzelnen Formationen eingenommenen Flächen ihrem verschieden starken Einfallen entsprechend im Norden weit ausgedehnte Gebiete bedecken, im Quellgebiet der Donau und des Neckars sich auf wenige Stunden Breite zusammendrängen: auch die Gebirgslandschaften zu beiden Seiten der Rheinebene zeigen im einzelnen ein recht abweichendes Verhalten, und vor

allen Dingen tritt die Oberrheinische Tiefebene selbst völlig fremdartig und unvermittelt zwischen die sie begleitenden Gebirge. Im Norden durch den Taunus, im Süden durch den Schweizer Jura abgeschlossen, bildet sie ein einheitliches Tiefland von nahezu 300 Kilometern Länge und 11000 Quadratkilometern Fläche. Es ist ganz undenkbar, daß diese Niederung durch die Tätigkeit des fließenden Wassers geschaffen ist; sie muß vielmehr schon vorhanden gewesen sein, bevor der Rhein seine Kies- und Sandmassen in ihr ablagerte, und bevor er sich seinen engen Weg durch das Rheinische Schiefergebirge bahnte. Sie kann nur dadurch entstanden sein, daß die ganze zwischen den heutigen Gebirgsrändern liegende Fläche in die Tiefe brach, wie eine Eisdecke, unter der das tragende Wasser versickert, in tausend Scherben nach der Mitte des Wasserbeckens hin zusammenstürzt.

Für einen Vorgang von so außergewöhnlicher Art, wie wir ihn hier behaupten, sind wir die strengsten Beweise schuldig. Machen wir uns zunächst klar, welcher Art diese Beweise sein müssen.

Ist die Oberrheinische Tiefebene, oder besser gesagt das Becken, das zuletzt durch die Anschwemmungen des Rheins und seiner zahlreichen Nebenflüsse bis zur jetzigen Höhe ausgefüllt wurde, durch Ausfurchung entstanden, sei es durch fließendes Wasser oder durch das Eindringen eines Meeres, so müssen seine Ränder denselben ungestörten Schichtenbau zeigen wie das Hinterland. Verdankt es aber seine Entstehung dem Einbruch der Schichten, so ist zu erwarten, daß an seinen Rändern die zerbrochenen Schollen weniger tief gesunken sind als in der Mitte, und daß sich nicht nur die Bruchränder und die Störungen des Schichtenverlaufs, sondern auch die infolge ihrer Tieferlegung vor nachträglicher Zerstörung besser geschützten Schollen selbst nachweisen lassen. Ja mehr noch als dies: es müssen die an den Rändern hängen gebliebenen oder jetzt noch über das Niveau der Rheinanschwemmungen herausragenden Schollen zugleich als untrügliche Zeugen für die Verbreitung der mesozoischen Schichten zur Zeit des Einbruchs gelten, somit eine Art Maßstab für die geologische Epoche abgeben, in der die Katastrophe über Südwestdeutschland hereinbrach.

Wir beginnen mit einem Beispiel, das ohne weiteres einleuchtet. Hinter Heppenheim erhebt sich, von tiefen Talfurchen flankiert, die Starkenburg. Während alle benachbarten Berge

aus Hornblendegranit, Diorit oder metamorphen Schiefern bestehen, kurz Teile des Grundgebirges sind, besteht die Stirnseite der Bergzunge, die die Starkenburg trägt, mit den südlich und nördlich anstoßenden Höhen aus Buntsandstein. In zertrümmertem und ausgebleichtem Zustand sieht man ihn in Steinbruchsanlagen beim Anstieg zur Burg, in mächtigen, steil gegen die Rheinebene einfallenden Bänken in einem großen, auf der Nordseite des Bergs unmittelbar unter der Burg gelegenen Steinbruch.

Das Vorkommen dieser isolierten Buntsandsteinscholle am Rand des kristallinen Gebirges beweist, daß zur Zeit des Einbruchs der Buntsandstein noch bis Heppenheim reichte. Anstatt einer einfachen Bruchlinie haben wir hier zwei Verwerfungen hintereinander, die tiefe Hauptverwerfung, die den Rand der Rheinebene bildet, dahinter ein weniger tief gesunkenes Stück, in dem die alte Buntsandsteindecke erhalten geblieben ist.

In der Umgebung von Weinheim wiederholt sich dieselbe Erscheinung. Die geologische Karte verzeichnet nördlich und südlich von der Stadt isolierte Buntsandsteinschollen; sie sind wie die von Heppenheim gegen das dahinterliegende Grundgebirge verworfen. Das gelbliche Gestein, das wir auf der Fahrt nach Weinheim in einem Steinbruch oberhalb Lützelsachsen bemerken, ist ebenfalls nichts anderes als ausgebleichter Buntsandstein. Und selbst zwischen Dossenheim und Handschuhsheim liegt vor dem Deckenporphyr und tiefer als dieser am Eingang ins Höllenbachtälchen eine kleine abgesunkene Sandsteinscholle. Alle diese Vorkommnisse sind weitere Bestätigungen für unsere Annahme, daß der Buntsandstein mindestens noch bis Heppenheim reichte, als die Spaltenbildung einsetzte.

In der unmittelbaren Umgebung von Heidelberg wird die große Hauptverwerfung ebenfalls von kleineren Verwerfungen begleitet. Wir haben ihnen bisher absichtlich keine Beachtung geschenkt, um sie an dieser Stelle im Zusammenhang zu besprechen.

Die größte dieser untergeordneten Bruchlinien zieht sich in südlicher Richtung am Ostabhang des Heiligenbergs entlang, kreuzt wenige Schritte hinter der Alten Brücke den Neckar, durchschneidet sämtliche Schleifen der Neuen Schloßstraße, geht hinter der Molkenkur vorbei durch den oberen Teil des Klingenteichs und schneidet von der Sprunghöhe gegen Süden den Gaisberg, den Ameisenbuckel und die Hügel zwischen Rohrbach und Leimen von der Hauptmasse des Gebirges ab. Auf diese Spalte ist das

plötzliche Abbrechen des Granits an der Hirschgasse und am Schloßberg zurückzuführen, sie erklärt das überraschende Auftreten des Zechsteins an der Alten Brücke, sie ist die Ursache, daß der Heiligenberg und der Gaisberg bis herab an ihren Fuß aus Buntsandstein bestehen und selbst im Neckar noch nahe der Friedrichsbrücke ein Sandsteinriff ansteht. Eine kleine, aber topographisch sehr in die Augen fallende Verwerfung schneidet die Terrasse, auf der der Bismarckturm errichtet ist, vom Heiligenberg ab. Die auffallend steile Böschung des Heiligenbergs oberhalb dieser Terrasse weist jetzt noch auf den Ort hin, wo der Abbruch



115. Verwerfung am Südwestabhang des Heiligenbergs, von der Mönchhofstraße gesehen.

stattfand, die steil nach unten gerichtete Schichtenstellung, die dicht am Weg zum Bismarckturm in dem alten Steinbruch zu sehen ist, deutet auf die Abrutschung dieses Gebirgsteils. Höchst wahrscheinlich ist sie die Fortsetzung der Verwerfung, die sich von der Molkenkur durch den Klingenteich zur Grabengasse hinabzieht.

Südlich von Heidelberg erkennen wir in dem charakteristischen Bild, das der Königstuhl mit den ihm vorgelagerten Bergrücken von der Rheinebene aus darbietet, nicht nur den Anfang der Kraichgauer Senke, sondern auch eines der besten Beispiele für den staffelförmigen Abbruch des Gebirgsrandes.

Wer mit den Eigentümlichkeiten des Buntsandsteins weniger vertraut ist, könnte hier vielleicht an Terrassenbildung durch

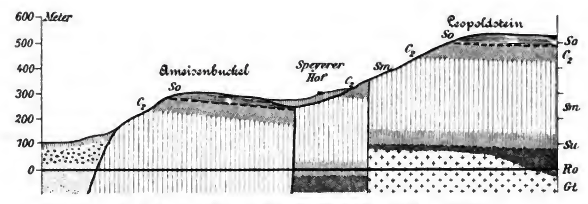


116. **Wellenkalkbrüche am Fuß von Buntsandsteinbergen nördlich von Leimen.**
Die Schichten fallen hier gegen das Gebirg ein.

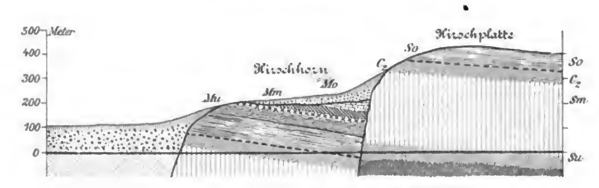
Erosion denken. Aber die früher geschilderte Gliederung der Formation entscheidet die Frage. Die Schichten, die den Gipfel des Gaisbergs bilden, gehören schon dem oberen Buntsandstein an, während der Königstuhlturm noch im Hauptkonglomerat steht. Demnach muß die Gaisbergscholle gegen den Königstuhl um nahezu 250 Meter abgesunken sein. Unmittelbar einleuchtend ist das Verhältnis der beiden parallelen Bergzüge, wenn wir weiter südlich gehen. Denn wir treffen am Zementwerk bei Leimen auf Wellenkalkschichten, die dem noch aus Buntsandstein bestehenden Hauptzug des Gebirges vorgelagert sind, wir sehen südlich von Nußloch den Hauptmuschelkalk sich dem Wellenkalk vorlegen und stoßen endlich vor Wiesloch auf eine Keuperscholle, die wieder gegen den Hauptmuschelkalk um einen sehr erheblichen Betrag abgesunken ist.

Dies sind die Beweise für die Tatsächlichkeit des Gebirgseinsturzes, die uns der Rand des Odenwaldes liefert. Weit großartiger sind die entsprechenden Senkungsgebiete am Rand des Schwarzwaldes und der Vogesen entwickelt. Besonders ist die den Vogesen von Barr über Zabern nach Weißenburg vorgelagerte Hügellandschaft ein einziges Trümmerfeld, in dem Muschelkalk und Keuper, Lias und Dogger wirr durcheinander liegen, während das Gebirge selbst aus Buntsandstein besteht.

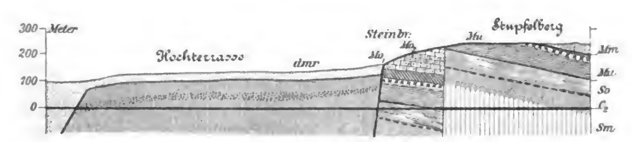
Haben wir für die Gaisbergscholle, die noch zum Odenwald gehört, schon eine Senkung um 250 Meter festgestellt, so müssen für das eigentliche Gebiet der Tiefebene, für den Graben, in welchem die ganze Folge der Trias- und Juraablagerungen spurlos verschwunden ist, Senkungen von 1000—2000 Metern angenommen werden. Es ist sonach begreiflich, wenn ganze geologische Epochen nicht genügten, die Kluft zwischen den stehengebliebenen Gebirgsrändern auszufüllen, und wenn trotz der ungeheuern Zeit, die seit dem Einbruch verflossen ist, noch immer eine tiefe Narbe den Ort der Katastrophe kennzeichnet. Für uns aber ist der Eintritt dieses erdgeschichtlichen Ereignisses zugleich der Zeitpunkt, mit dem die besondere Geschichte des oberrheinischen Gebirgssystems aus der allgemeinen Geschichte der geologischen Formationen heraustritt und von der Entwicklung benachbarter Gebiete sich zu unterscheiden beginnt. Durch den Einbruch des oberrheinischen Grabens ist jene Gliederung in Tiefebene und Randgebirge geschaffen worden, die das geographische Bild von Südwestdeutschland beherrscht. So mannigfach und ein-



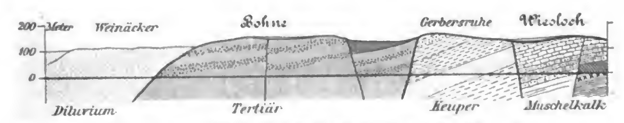
117. Querprofil durch Ameisenbuckel und Leopoldstein südlich vom Speyerer Hof.



118. Querprofil zwischen Keßler und Hirschhorn nördlich der Zementfabrik.



119. Querprofil durch Hochterrasse und Stupfelberg südlich von Nußloch.



120. Querprofil durch die Hügel nördlich der Leimbach bei Wiesloch. (Nach Thürach.)

schneidend die geologischen Vorgänge gewesen sind, die in dem unermeßlich langen Zeitraum seit Beginn der Senkung die Gestaltung des Landes im einzelnen noch beeinflußt haben, diesen Grundzug des Bildes haben sie nicht verwischen können.

Bevor wir aber die Geschichte unserer Heimat weiter verfolgen, ist es notwendig, den Vorgang der Grabenbildung etwas genauer ins Auge zu fassen und zu untersuchen, ob die zu den ruhigen Hebungen und Senkungen des mesozoischen Zeitalters im schärfsten Gegensatz stehende Zerstückelung der Erdrinde mit Ereignissen in benachbarten Gebieten in Zusammenhang gebracht werden kann.

Wir haben, indem wir die gegenwärtigen Höhenunterschiede zwischen Gebirgsland und Ebene zugrunde legten, Verschiebungen von 1000—2000 Metern für die gesunkenen Schichten angenommen. Es braucht kaum gesagt zu werden, daß dieser hohe Betrag nicht gleich zu Beginn der Spaltenbildung erreicht wurde. Er stellt vielmehr die Summe aller Niveauverschiebungen dar, die sich am Gebirgsrand seit jener Zeit bis heute vollzogen haben. Sobald nur erst der Zusammenhang zwischen den Schichten unterbrochen ist, können an den Spalten immer wieder Verschiebungen auftreten. Sie haben noch in der Diluvialzeit stattgefunden — das beweist der Umstand, daß in der Rheinebene die Rheinsande weit unter den Meeresspiegel hinabreichen —, sie finden heute noch statt, denn die schwachen Erdbeben, die in der Oberrheinischen Tiefebene so häufig sind, rühren der Mehrzahl nach von geringfügigen Nachrutschungen des Untergrundes her.

Es bedarf auch keines Beweises, daß mit der Zerstückelung des festen Bodens nicht nur Einbrüche und langsame Senkungen, sondern auch Emporpressungen von Schollen und Hebungen größerer Teile der Erdrinde verbunden waren, und daß alle diese Bewegungen weitere Brüche und neue Bodenbewegungen zur Folge haben mußten. So sind die Hebung des Schwarzwaldes und der Vogesen und die Einsenkung des Kraichgauer Hügellandes Vorgänge, die sich wahrscheinlich verhältnismäßig langsam entwickelten, während die Häufung der Bruchspalten in der Zaberner Bucht und das Nebeneinander der verschiedensten Formationen auf ein rasches Zusammenbrechen, Einstürzen und Aufsteigen der Schollen schließen lassen.

Daß Bodenbewegungen von so gewaltsamer Art und riesiger Ausdehnung auch wieder die Kräfte der Tiefe entfesseln und von den gewaltigsten vulkanischen Ausbrüchen begleitet sein mußten, ist

ein Schluß, der sehr nahe liegt und auch durchaus von den Tatsachen bestätigt wird. Allerdings, im Innern des Einsturzbeckens erhebt sich nur ein einziges Gebiet vulkanischer Eruptionen, der Kaiserstuhl, über das heutige Niveau der Rheinebene, und an den Bruchrändern sind die jungen, mit den Verwerfungen zusammenhängenden Aufpressungen von vulkanischen Gesteinen auffallend spärlich. Der Massenausgleich unterhalb der sinkenden und gehobenen Schollen ist wohl hauptsächlich durch seitliche Strömungen innerhalb der feurigflüssigen Magmen zustande gekommen. Am Nordende des Grabens aber dehnt sich das größte vulkanische Gebiet Deutschlands, das basaltische Vogelsgebirge, über eine Fläche von über 2000 Quadratkilometern aus.[29] Wie einst am Ende der paläozoischen Periode im Gefolge der Faltungen und Brüche gewaltige Ergüsse von Melaphyr und Porphyr an die Oberfläche drangen, so treten wir jetzt mit der Tertiärzeit in ein zweites vulkanisches Zeitalter der Erde ein. Den Porphyren entsprechen die hellfarbigen Gesteine, die als Liparite, Trachyte, Phonolithe bekannt sind, den Melaphyren die schwarzen Basalte.*) Und wie wir Decken- und Stielporphyre unterschieden und porphyrische Tuffe kennen gelernt haben, so treten die Basalte in Kuppen, Strömen und Decken auf, so können wir ihre spaltenförmigen oder zylindrischen Eruptionskanäle feststellen, so wechseln vulkanische Tuffe mit Lavaströmen ab.

Auch im Odenwald treten Basaltberge auf: am Nordrand der Roßberg und der Otzberg, im Süden der Katzenbuckel; zu ihnen gesellt sich der Steinsberg im Gebiet der Kraichgauer Senke. Den Katzenbuckel haben wir als die den ganzen südlichen Odenwald beherrschende Höhe so oft beobachtet, daß einige Worte über ihn hier nicht fehlen dürfen. Sie sollen aber nicht den vulkanischen Gesteinen gelten, die schon so lange das Interesse der Mineralogen und Petrographen fesseln, sondern den Einschlüssen, die vor kurzem in vulkanischen Tuffen des Berges entdeckt worden sind.[30]

Wer den Katzenbuckel aus der Nähe betrachtet, könnte wohl denken, daß der Basalt in einem engen Kanal emporstieg und sich in Form einer flachen Kuppe über dem Buntsandsteinplateau ausbreitete. Dann müßte der Berg aber ein verhältnismäßig

*) Es hätte hier keinen Zweck, auf die Unterscheidung der zahlreichen jungvulkanischen Ergußgesteine näher einzugehen.

spätes vulkanisches Gebilde sein, da alle ehemals über dem Buntsandstein lagernden Sedimente schon abgetragen sein mußten, bevor sich der Basalt auf dieser Unterlage ausbreiten konnte.

In Wirklichkeit ist der Berg die gewölbte Endfläche eines Basaltpfropfs von nahezu kreisförmigem Querschnitt, der durch den Buntsandstein und die älteren Formationen abwärts in unergründliche Tiefen reicht. Mag auch ursprünglich die Lava hoch über dem jetzigen Gipfel des Berges eine Kuppe oder Decke gebildet haben, wir können darüber nichts wissen, denn sie ist samt den unterlagernden Sedimenten längst abgetragen. Nur die Füllmasse des Kanals ragt infolge ihrer größeren Widerstandsfähigkeit über das umgebende Gestein hervor. Wie hoch hinauf die Folge der Schichten zur Zeit der Eruption reichte, darüber war man lange Zeit auf Vermutungen angewiesen. Nachdem aber in den letzten Jahren unzweifelhafte Einschlüsse von Gesteinen und Petrefakten des braunen Jura im Basalttuff des Katzenbuckels gefunden worden sind, muß es als endgültig bewiesen gelten, daß die ganze mesozoische Schichtenreihe bis zum braunen Jura noch über diesem Teile des Odenwalds vorhanden war, als der Durchbruch erfolgte.

Nach diesen Ausblicken auf die mit dem Einsturz verbundenen Vorgänge bleibt uns noch die Aufgabe, die Geschichte des Rheintalgrabens selbst zu schildern. Sobald die Senkung zu Anfang der Tertiärperiode so weit fortgeschritten war, daß die Flüsse nicht mehr durch stärkere Erosion die Höhenunterschiede zu überwinden vermochten, sammelte sich in dem Becken das Wasser zu großen Seen an. Dieser Vorgang würde sich heute sofort wiederholen, wenn die Rheinebene auch nur einen Meter tiefer sänke. In diese Süßwasserseen ergossen alle Flüsse der Umgebung ihr mit Schlamm beladenes Wasser, so daß sich mächtige Schichten absetzten. Mit der weiteren Vertiefung des Grabens in der Oligocänzeit brach vom Süden her das Meer ein und vereinigte sich durch diese Enge mit einem von Norden andringenden Meere. An den Steilrändern des Grabens entstanden durch die Brandung Konglomerate und Sandsteine, die durch ihr Material wieder interessante Schlüsse auf die Ausdehnung der die Küste bildenden Formationen gestatten, zugleich setzten sich mächtige Schichten von Sanden, Tonen und Mergeln ab. Dann zog sich das Meer wieder zurück, die Flüsse verwandelten die Reste des Seewassers in Brackwasser, schließlich blieben im nördlichen Teil des Beckens große Süßwasserseen übrig, in denen ganz unerhörte Mengen

von kleinen Schnecken lebten. Ihnen folgen dann wieder Flußsande mit Resten von ausgestorbenen Landsäugetieren, und damit treten wir in die letzte geologische Epoche ein.

Die Umgebung von Heidelberg bietet keine Gelegenheit, die ganze hier angegebene Folge der tertiären Sedimente zu beobachten. Doch ist am Rande des Odenwaldes wenigstens so viel von Küstenbildungen und oligocänen Tonen vorhanden, daß wir uns vom Vorhandensein eines Meeres überzeugen können. Bei

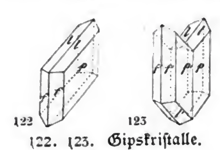


121. Tertiärer Sandstein bei Weinheim.
Aus Buntsandstein hervorgegangen.

Heppenheim und Weinheim sind tertiäre Sandsteine am Gebirgsrand erhalten geblieben. An beiden Orten sind die Gesteine, die das Material zu den Neubildungen lieferten, leicht zu erkennen. Die Meeressandsteine von Heppenheim, die in Steinbrüchen am Essigkamm im Süden der Stadt aufgeschlossen sind, bestehen aus zertrümmertem Hornblendegranit, wie er unmittelbar hinter den Brüchen anstehend gefunden wird. Bei Weinheim muß der Buntsandstein die Küste gebildet haben. Denn die mürben, gelblichen Sandsteine, die man an der auf der geologischen Karte verzeichneten Stelle unter Efeu versteckt in stark verstürzter Lage

antrifft, stimmen so genau mit diesem überein, daß man sie selbst dafür halten könnte, wenn sie nicht in Menge Gerölle von unversehrtem Buntsandstein einschließen würden.

Bei Wiesloch*) werden von der Tonwarenfabrik seit Jahren mächtige Tonlager abgebaut, die unter einer schwachen Decke von jüngeren Sandablagerungen über 270 Meter in die Tiefe reichen.[31] Sie sind bekannt durch ihren außerordentlichen Reichtum an Schwefelkiesknollen und an schwebend ausgebildeten, wasserklaren Gipskristallen, mit denen der zähe Ton an manchen Stellen in Tausenden von kleinen und größeren Exemplaren durchsetzt ist. Ihre Entstehung ist auf die Zersetzung des Schwefeleisens zurückzuführen, indem die bei der Umwandlung dieses Sulfids in Brauneisen als Zwischenprodukt auftretende Schwefelsäure sich mit dem im Ton enthaltenen Kalk zu schwefelsaurem Kalk vereinigt.



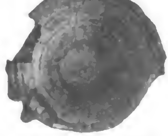
122. 123. Gipskristalle.
Rechts ein Gipszwilling.

Für die marine Entstehung der Tone würden diese Eigentümlichkeiten nicht viel besagen. Aber abgesehen davon, daß im ganzen Gebiet der Tiefebene Tone von solcher Mächtigkeit nur aus der Zeit des oligocänen Meereseinbruchs bekannt sind, müssen die Haifischzähne und Haifischwirbel, die man im Ton eingebettet findet, auch den hartnäckigsten Zweifler überzeugen, daß das Meer an den Gebirgsrand heranreichte und auch hier seine schlammigen Sedimente bildete.

124 125

124. 125. Haifischzähne.
124. Zahn von Lamna.
125. Zahn von Carcharodon.

Wir haben die Geschichte des Einbruchs und der allmählichen Auffüllung des oberrheinischen Grabens bis an die Schwelle der Gegenwart verfolgt. Aber wir haben uns bisher darauf beschränkt, diese Kette von geologischen Ereignissen für sich allein zu



126. Haifischwirbel.

*) Man vergleiche die Profile 119 u. 120 auf Seite 181.

betrachten, ohne zu fragen, ob außerhalb unseres Gebiets zu gleicher Zeit ähnliche Vorgänge stattfanden.

In der Tat ist durch die geologische Forschung erwiesen, daß nicht nur Südwestdeutschland, sondern ganz Mittel- und Südeuropa, aber auch Asien, Afrika, Amerika in der Tertiärzeit der Schauplatz der gewaltigsten Umwälzungen gewesen sind. Erst während dieser geologischen Epoche haben die heutigen Kontinente und Meere ihre Gestalt und innere Gliederung erhalten. Erst in der Tertiärzeit, und zwar zum Teil in recht später Zeit, haben sich die großen Kettengebirge von Marokko bis nach Indien in Falten gelegt, der Atlas, die Pyrenäen, die Alpen mit dem Schweizer Jura, die Apenninen und die dinarischen Ketten, die Karpathen und der Balkan, der Kaukasus und der Himalaya. Gleichzeitig mit diesen Faltungen haben sich hier Einbrüche vollzogen, die seit langer Zeit zusammenhängende Landmassen durch Meere trennten, dort Hebungen, die neue Landbrücken und Verbindungen schufen. So erscheint uns jetzt die Entstehung unseres südwestdeutschen Gebirgslandes mit seiner Grabenversenkung nur als Teilerscheinung eines sich über die ganze Erde erstreckenden Gebirgsbildungsprozesses, nur als untergeordnetes Glied in der Kette der geologischen Umwälzungen, die während der Tertiärzeit alle irdischen Verhältnisse umgestalteten. Und doch bedeutet diese Tertiärperiode nur das letzte Blatt der Erdgeschichte vor dem Erscheinen des Menschen! In welche Ewigkeiten blicken wir zurück, wenn wir die ganze uns zugängliche Geschichte der Erde jetzt zu überschauen versuchen!

X. Bildungen der Diluvialzeit.

Die Lößlandschaft und die Rheinebene.

Die Ereignisse der Tertiärzeit als Vorbedingungen für die Ausbildung des Flußnetzes während der Diluvialperiode. Einfache und zusammengesetzte Flußläufe. Auffüllung der Rheinebene, Ausbreitung der Lößdecke.

Die Lößbildung ein abgeschlossener Vorgang während der jüngeren Diluvialzeit. Löß am Gebirgsrand, in den kleinen Tälern, als Decke im Kraichgauer Hügelland. Umgelagerter Löß. Verlehmung durch Auflösung und Wegführung des Kalks. Lößpuppen. Jüngerer und älterer Löß. Die äolische Lößtheorie. Lößschnecken und Wurzelröhrchen.

Klimaschwankungen in der Tertiär- und Diluvialzeit. Die Eiszeit in Nordeuropa und in den Alpen. Geröllablagerungen im Neckartal. Wechsel der Flußablagerungen bei Mannheim. Unterscheidung der Rheinkiese und Neckarschotter nach Größe und Herkunft der Geschiebe. Diluviale Knochenreste. Stufen in der Rheinebene: Hochgestade und Niederung. Die Dünenlandschaft. Der Neckarschuttkegel mit seinen verlandeten Rinnen. Alter Neckarlauf längs der Bergstraße. Jüngste Verlandungen durch die Flußkorrektion. — Schlußwort.

Mit der Aufrichtung der Alpen, der Zerstückelung, Senkung und Aufwölbung des ihnen vorgelagerten Landes und der gleichzeitig sich vollziehenden Umgestaltung der Meere sind die geologischen Vorgänge aufgezählt, durch welche die Grundlagen zu der heutigen Gestalt von Südwestdeutschland gelegt wurden. An den Rohformen, die aus dem Sturm und Drang der gewaltsamsten Epoche hervorgegangen sind, die die Erde seit den Zeiten der paläozoischen Faltungen gesehen hat, vollzieht sich die weitere Entwickelung. Die unheimlichen Mächte der Tiefe sind zur Ruhe gekommen, aber Wasser und Wind sind am Werke, die neu geschaffenen Gegensätze in rastloser Arbeit auszugleichen.

Langsam beginnt sich das Geäder der Flüsse herauszubilden, die den Schutt der Berge in die Niederungen und Meere tragen. Nicht immer ist dieser Vorgang so einfach und einleuchtend wie beim Po, der alle Gewässer zwischen Alpen und Apenninen in sich aufnimmt und von Jahrtausend zu Jahrtausend das Adriatische Meer weiter zurückdrängt. Schon der Neckar gab uns



127. Hochgelegene, altdiluviale Rheinsande westlich von Wiesloch.
Von mitteldiluvialen Flußsanden aus dem Keupergebiet und von Flugsand überlagert.

mancherlei zu denken, und noch viel rätselhafter ist der Lauf des Rheins gebildet. Wir können uns wenigstens vorstellen, wie der Neckar mit seinen Nebenflüssen durch das Zurückweichen des Stufenlandes immer mehr Boden gewinnt und sein Gebiet erweitert. Wir haben uns davon überzeugt, wie er sein Bett immer tiefer in den Muschelkalk und Buntsandstein eingrub. Wir können uns auch denken, daß schon vor dem Einsinken der Kraichgauer Mulde eine tiefere Flußrinne an der Stelle des heutigen Neckars vorhanden war und sich trotz der Senkung der Triasschichten durch entsprechende raschere Eintiefung behauptete. So würde sich das am Schluß des Ausfluges nach Wimpfen hervorgehobene widersinnige Verhalten des unteren Neckartales in einfacher Weise erklären.

Wie sonderbar ist dagegen der Rheinlauf zusammengesetzt! Wie ist die breite Lücke zu erklären, die von Chur bis zum Bodensee zwischen den Alpenketten klafft? Wie ist der Bodensee selbst entstanden? Warum biegt der Rhein bei Schaffhausen plötzlich nach Süden um? Wie mag der Fluß den Weg durch das Rheinische Schiefergebirge hinaus gefunden haben? Es wird nicht notwendig sein, weitere Fragen anzureihen, um zu zeigen, wie die Untersuchungen sich zu spezialisieren beginnen, wie jetzt Probleme in den Vordergrund rücken, von denen vorher keine Rede sein konnte. Wir würden aber die hier gesteckten Grenzen weit überschreiten, wollten wir den ganzen Rheinlauf zum Gegenstand der Darstellung machen. Wir müssen uns auf das beschränken, was wir in Heidelbergs Umgebung von Bildungen der Diluvialzeit beobachten können.

Die Auffüllung der Rheinebene durch die Sande und Kiese des Rheins und seiner Zuflüsse ist die eine, durch die ganze Diluvialperiode andauernde Bildung, die wir bei Heidelberg verfolgen können. Die Ausbreitung der Lößdecke über das Hügelland ist das andere, lange rätselhaft gebliebene geologische Ereignis, das wir noch besprechen müssen.

Wir beginnen mit dem Löß. Seine Entstehung ist ein einmaliger, abgeschlossener Vorgang, der an klimatische Bedingungen geknüpft war, die nur in einem bestimmten, relativ späten Abschnitt der Diluvialperiode vorhanden waren. Sind wir uns über seine Entstehungszeit und seine Entstehungsbedingungen klar geworden, so können wir hoffen, auch die anderen vor, während und nach der Lößzeit auftretenden Diluvialgebilde richtig zu deuten.



128. Die Weiße Hohl bei Nußloch.
In den Löß eingeschnittener Hohlweg.

Wir haben den Löß als eine fast unvermeidliche Zugabe auf unsern Streifzügen sogut wie überall angetroffen. Er bedeckt alle Berghänge am Rande der Rheinebene, er zieht sich weit hinein in alle Täler und Tälchen des kristallinen Odenwaldes, er findet sich vom Fuß des Heiligenbergs bis über den Bismarckturm hinaus, er ist am oberen Guckkastenweg und unten am Haarlaß zu beobachten, er überzieht die ganze Kraichgauer Senke mit seinen einförmig gelben Massen. Hier ist er flach wie eine Decke über Hügeln und Tälern ausgebreitet, dort bildet er mächtige, von tiefen Hohlwegen durchfurchte Anhäufungen oder hängt wie ein Schneefleck, den die Sonne noch nicht bezwungen hat, an irgend einem Abhang. Völlig unabhängig vom Untergrund, völlig gleichartig, wo immer man ihn antrifft, folgt er den Bergen und Tälern des Neckarlandes und des Odenwaldes: nichts spricht deutlicher für sein geringes Alter als die Tatsache, daß er sich allen Winkeln und Ecken des Terrains anschmiegt. Aber um so unwiderstehlicher drängt sich die Frage auf, wie hat noch in dieser späten Zeit eine so mächtige Formation — denn diesen Namen verdient die Lößdecke in unserer Umgebung — entstehen können?

Man hat früher die Lößbedeckung als den Rückstand des Rheinsees gedeutet, der vor dem Durchbruch des Stroms durch das Schiefergebirge sich aufgestaut und den Löß als letzten Niederschlag abgesetzt hätte, oder auch als den Schlamm von Hochfluten, die von den Alpen her sich über die Rheinebene ergossen. Es wird nicht notwendig sein, diese abenteuerlichen Vorstellungen ausdrücklich zu widerlegen. Da noch hoch oben am Südabhang des Königstuhles Löß vorkommt, müßte man gelegentliche Fluthöhen von 500 Metern annehmen, um sein Vorkommen dort zu erklären.

Zweifellos gibt es im Löß Erscheinungen, die nur aus der Wirkung des Wassers zu erklären sind. Aber sie lassen sich insgesamt auf nachträgliche mechanische oder chemische Einwirkungen des Wassers auf bereits abgelagerte Lößmassen zurückführen. Wie immer der Löß entstanden sein mag, jedenfalls ist er in den seit jener Zeit verflossenen Jahrtausenden nicht ungestört geblieben. An zahllosen Stellen ist er durch Wasserläufe zerschnitten, von den Höhen herabgeschwemmt, am Fuß der Berge und in den tiefgelegenen Flußauen wieder abgesetzt worden. Vom normalen, auf ursprünglicher Lagerstätte befindlichen Löß unterscheidet sich dieser umgelagerte oder Schwemmlöß dadurch,

daß er häufig horizontal angeordnete Sandstreifen, Gerölle und Gesteinstrümmer enthält, die vom Wasser mit eingeschleppt wurden, und daß seine eigentümliche Struktur, von der nachher die Rede sein wird, zerstört ist. Wie diese Einlagerung von Geröllstreifen



129. Verschwemmter Löß bei Dossenheim.
Nach einer längeren Regenzeit im Frühjahr 1905.

zustande kommt, zeigt das beigegebene Bild. Will man sie in der Natur kennen lernen, so liefern in der Rheinebene, die bei Heidelberg von einer mehr oder minder mächtigen Schwemmlößdecke überlagert ist, die Wände der Kiesgruben oder das Steilufer des

Neckars unterhalb Neuenheim günstige Aufschlüsse. Auch die chemischen Veränderungen, die der Löß nach seiner Ablagerung erfahren hat, sind wichtig. Normaler Löß enthält etwa 50 % Kieselsäure und 25 % kohlensauren Kalk. Auf die staubfeinen Quarzkörnchen, die das lockere Gefüge des Löß aufbauen, kommt der Hauptanteil an Kieselsäure, von den feinen Kalküberzügen dieser Körnchen stammt der Kalk. Untersucht man aber die obersten, braun und lehmig gewordenen Teile einer Lößdecke, so findet sich keine Spur von Kalk darin. Das einsickernde Wasser hat ihn vollständig gelöst und in die Tiefe geführt. Hier aber ist er in der Form jener bizarr gestalteten Knollen, die wir bei Birkenau zuerst beobachteten, der Lößpuppen, wieder ausgeschieden worden. Durch die Verlehmung wird nicht nur die chemische Natur, sondern auch die Struktur des Löß zerstört; es entsteht ein zäher, für Wasser undurchlässiger Boden. Nicht selten findet man verlehmte Schichten auch unter normalem Löß: ein Beweis, daß seine Ablagerung zeitweise unterbrochen war und daß man jüngeren und älteren Löß mit den zugehörigen Verlehmungszonen unterscheiden muß. Der untere Löß enthält besonders zahlreiche und große Konkretionen.



130. Aufgeschlagene Kalkkonkretion aus dem Löß. Mit inneren Austrocknungsrissen.

Doch woher stammt nun eigentlich der Löß, wenn er nicht vom Wasser auf die Berge getragen ist?

Die Antwort auf diese Frage hat F. v. Richthofen in dem ersten Bande seines großen Werkes über China gegeben[33]. Im Jahr 1864 waren zum erstenmal die Lößlandschaften Nordchinas beschrieben worden. Auch hier sollten früher große Süßwasserbecken bestanden haben, die vom Hoangho, dem gelben Strom,

ausgefüllt wurden. Aber der Löß reicht in China mit absolut gleicher Beschaffenheit von der Tiefebene bis zu 2000 Metern Höhe und besitzt eine so ungeheure Verbreitung, daß die Existenz entsprechend großer Landseen völlig undenkbar wäre, auch wenn der Mangel jeder Schichtung und das Fehlen von Süßwassermollusken in diesen vermeintlichen Anschwemmungen nicht ebenfalls gegen eine solche Erklärung sprächen. Noch weniger ist an marine Sedimentbildung oder an Gletscherbildungen zu denken. So entwickelte v. Richthofen den damals unerhörten Gedanken, daß der Löß nichts anderes sei als der aus der Atmosphäre niederfallende Staub, den die Winde aus den Wüstenregionen Zentralasiens heraustrügen und im Laufe der Jahrtausende in den regenarmen Steppen Chinas zu gewaltiger Höhe anhäuften. Durch diese Annahme war sein ungeschichteter Aufbau und seine Verbreitung über ungeheure Gebiete erklärt, und zugleich waren die klimatischen Faktoren entdeckt, die zu seiner Entstehung Veranlassung geben. Aber noch zwei andere, dem Tier- und Pflanzenleben entnommene Gründe stützen diese äolische Lößtheorie. Der normale Löß enthält ausschließlich Gehäuse von Landschnecken, zarte, kleine Gebilde, die regellos in seiner Masse verteilt sind. Jeder Transport durch Wasser hätte ihre Schälchen zerstört. Da die Gehäuse aber unversehrt sind, müssen die Schnecken an Ort und Stelle gelebt haben, als der Löß bis zu der entsprechenden Höhe angewachsen war. Er enthält weiter Millionen von feinen Kanälen: — es sind die von den abgestorbenen Wurzeln der Steppengräser zurückgelassenen Hohlräume. Indem die Vegetation den Staub zurückhält, erhöht sich der Boden, und umgekehrt, wenn der Boden emporwächst, müssen die Pflanzen nachrücken: so wird es begreiflich, daß der Steppenboden vollständig von diesen Röhrchen durchzogen ist. Sie sind neben der lockeren Aufschüttung des Staubes durch den Wind die Hauptursache der eigentümlichen Lößstruktur, die das Abbrechen der Massen in senkrechten Wänden veranlaßt, und die zerstört wird, wo vielbefahrene Wege über Lößboden führen.



131. Die häufigsten Lößschnecken. Oben Helix hispida, unten Pupa muscorum und Succinea oblonga. (Natürl. Größe.)

Sind wir überzeugt, daß völlig gleichartige geologische Bildungen nur unter gleichen Bedingungen entstehen können, so bleibt nur der Schluß übrig, daß zur

Zeit der Lößbildung in unserm Rheintal dieselben klimatischen Verhältnisse geherrscht haben, wie sie in den heutigen Steppen herrschen. Die geographische Breite eines Landes ist ja nur einer von den Faktoren, von denen das Klima abhängt, Verteilung von Wasser und Land, Höhe und Anordnung der Gebirge, Richtung und Charakter der Winde geben erst den Ausschlag. So hat die Annahme einer längeren Trockenperiode während der Diluvialzeit nichts Befremdliches, wenn sie aus der Anwesenheit des Löß erschlossen wird und für die Entstehung dieser Aufschüttung keine andere Erklärung möglich ist. Es ist gar nicht notwendig, dabei an irgend welche Änderung der mittleren Jahrestemperatur zu denken. Sobald trockene Kontinentalwinde derart herrschend würden, daß die Entwicklung einer der heutigen ähnlichen Vegetation gehindert wäre, müßte die Lößbildung aufs neue einsetzen.

Die wenigen Fundstellen tertiärer Sedimente bei Heidelberg boten uns keine Gelegenheit, aus Pflanzen- und Tierresten Schlüsse auf das Klima zu ziehen. Wenn wir annehmen, daß zu der Zeit, als noch keine Alpen Nord und Süd trennten und das Meer überall zwischen die Schollen des zerstückelten Kontinents eindrang, ein wärmeres Klima herrschte, so bestätigt die Paläontologie diese Vermutung. Die Pflanzen und Tiere der älteren Tertiärzeit weisen auf ein nahezu tropisches Klima in unsern Breiten. Auch in der jüngeren Tertiärzeit herrscht noch ein warmes Klima mit entsprechendem Pflanzen- und Tierleben. So könnte man denken, daß in ganz langsamen Schritten, nur durch die trockene Lößperiode unterbrochen, das Klima Deutschlands seinen heutigen Charakter angenommen hätte.

Aber wie haben sich in der Diluvialzeit die Dinge doch ganz anders entwickelt! Unermeßliche Eismassen rücken vom Norden her bis an den Rand der deutschen Mittelgebirge, unter tausend Meter mächtiger Eisdecke werden die Alpen begraben, Riesengletscher überziehen das Alpenvorland bis zum Schwäbischen Jura, und selbst vom Schwarzwald und den Vogesen dringen Gletscher in die Täler hinab. Die Eiszeit beginnt ihre furchtbare Herrschaft über Europa auszuüben. Nicht unvermittelt und plötzlich bricht sie herein, auch wechseln Zeiten des Vordringens der Eismassen mit Rückzugsperioden, in denen wieder günstigere klimatische Verhältnisse herrschen. Im ganzen aber sind Schnee, Eis und Wasserfluten die Faktoren, die der Diluvialzeit ihr besonderes Gepräge geben.

Es würde ein eigenes Kapitel erfordern, um zu zeigen, wie die Beweise für die ehemalige Vergletscherung Nordeuropas und der Alpen gefunden wurden und wie sich die Anschauungen über die Verbreitung und die Dauer, über den Charakter und die Ursachen der eiszeitlichen Erscheinungen nach und nach geklärt haben. Wir müssen uns hier mit der Feststellung begnügen, daß in den Alpen vier Eiszeiten mit drei Zwischeneiszeiten unterschieden werden, und daß der jüngere Löß der letzten Zwischeneiszeit entstammt.



132. Neckarschotter unter Rheinkies am Stengelhof bei Mannheim.
Die Blöcke (Buntsandstein und Muschelkalk) sind durch Eis verschleppt.

Die Schotter-, Kies- und Sandmassen der Oberrheinischen Tiefebene und die entsprechenden Ablagerungen im Gebiet des Neckars und der Odenwaldbäche verteilen sich so auf die Diluvialzeit, daß man altdiluviale, mitteldiluviale und jungdiluviale Aufschüttungen unterscheiden kann. Wir haben im Neckartal wiederholt Gelegenheit gehabt, Flußablagerungen unter Löß und hochliegende Schotterterrassen zu beobachten. Sie sind natürlich älter als der Löß, und im einzelnen um so älter, je höher sie liegen. Denn sie sind die zufällig noch heute erhaltenen Reste der Geröll-

massen, die der Fluß talwärts schob, als seine Rinne sich noch nicht so tief in das Gebirge eingegraben hatte.

Über die allmähliche Auffüllung des Rheintalgrabens seit Ausgang der Tertiärzeit hat ein Bohrloch Aufschluß gegeben, das in der Spiegelmanufaktur in Waldhof bei Mannheim 175 Meter tief niedergebracht wurde. Danach fanden sich die ältesten unzweifelhaften Rheinkiese in 147 Meter Tiefe, d. h. beinahe 55 Meter unter dem Spiegel der Nordsee. Man muß daraus schließen, daß noch während der Diluvialperiode langsame Senkungen des Grabenbodens stattgefunden haben. Über den Kiesen folgten graue Rheinsande und sandige Mergel, dann Sande und Tone aus dem Haardtgebiet, über ihnen, aber immer noch unter Meereshöhe, lagert Neckarkies, dann eine 70 Meter mächtige, bis etwa 30 Meter unter die heutige Oberfläche reichende Folge von Rheinkiesen, Sanden und Mergeln, über denen eine schwache Schicht torfartiger Schieferkohle die altdiluvialen Bildungen beschließt. Die weiteren Ablagerungen bestehen wieder abwechselnd aus Rhein- und Neckarkiesen. Somit bestätigt die Bohrung nur, was uns schon die einfache Überlegung sagt: daß die Rheinebene seit der Diluvialzeit wesentlich durch die von den Flüssen in sie hineingetragenen Schuttmassen auf ihr jetziges Niveau erhöht worden ist.[34]

Welchem Fluß die Ablagerungen entstammen, ist aus der Beschaffenheit und Größe der Geschiebe sehr leicht festzustellen. Es entspricht nur dem weiten Weg, den die Rheinkiese von ihrem Ursprungsort bis Mannheim zurücklegten, daß sie durchschnittlich viel kleiner und abgerollter sind als die Geschiebe des Neckars. Sie haben in unserer Gegend nur selten noch die Größe eines Eies. Meist bleiben sie erheblich unter diesem Maße, und der Sand bildet den Hauptanteil der Ablagerung. In den Neckarschottern dagegen findet, wie wir uns schon früher überzeugten, ein rascher Wechsel von Sand und groben Geröllmassen statt. Den abgerollten, auf dem Boden fortgeschobenen Geröllen sind außerdem eckige Gesteinsbruchstücke beigemischt, die nicht vom Wasser, sondern — das gilt vor allem für die größten Blöcke — nur von riesigen Eisschollen in die Ebene hinausgetragen werden konnten.

Ebenso ist die Zusammensetzung von Rhein- und Neckarkiesen eine völlig andere. Während diese in absteigendem Größenverhältnis fast nur aus Buntsandstein, Muschelkalk und Juragesteinen bestehen, sind schneeweiße, graue, braune und

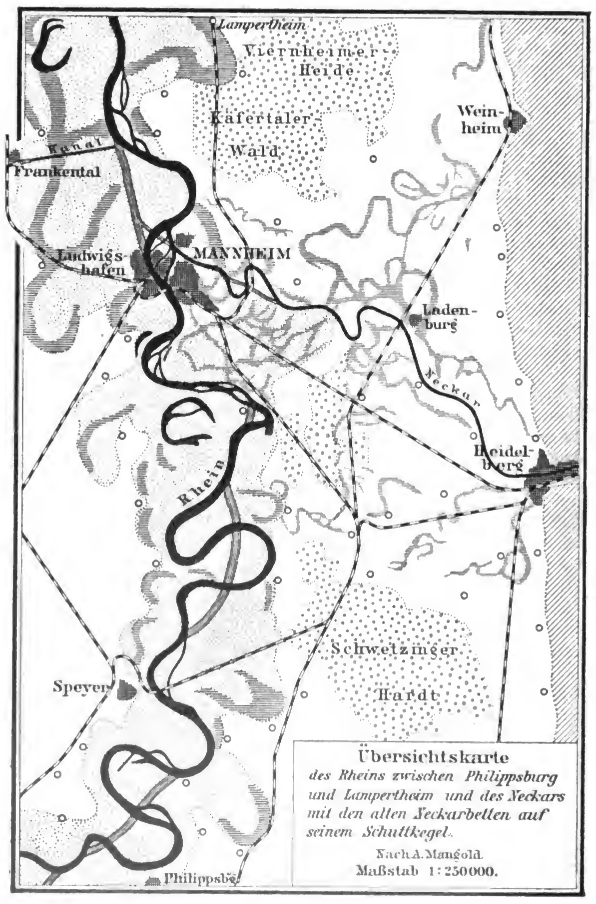
besonders dunkelrote Quarzgerölle das herrschende Material der Rheinkiese. Am wichtigsten für die Erkennung der Rheinkiese sind die roten Gerölle, die Radiolarienhornsteine, da sie nur in den Alpen vorkommen.

Für die Altersbestimmung der Ablagerungen sind auch die den alten Neckarkiesen bei Mauer und in der Rheinebene eingebetteten Reste der eiszeitlichen Säugetiere wichtig. Backenzähne und Stoßzähne, Wirbel und andere Knochen des Mammuts, Reste des Pferdes und anderer Bewohner des vom Eise freigebliebenen Landes werden immer wieder beim Abbau der Kieslager aufgefunden. Wir können aber hier nicht auf Einzelheiten eingehen.



133. Bruchstück eines Mammutstoßzahns aus den Kiesgruben bei Kirchheim.

Wenn es auch keinem Zweifel unterliegt, daß der Rheinstrom in den Abschmelzperioden der Gletscher viel gewaltigere Wassermassen als heute führte, so dürfen wir doch nicht denken, daß er jemals die ganze Breite der Rheinebene ausgefüllt hätte. Wir müssen uns vorstellen, daß er über die von ihm selbst herbeigeschwemmten Kiesmassen hin- und herwanderte und ursprünglich auch die Rheinebene höher hinauf mit seinen Anschwemmungen erfüllte, als es heute der Fall ist. Das Bild S. 189 zeigt die Reste dieser altdiluvialen Rheinsande, in die in mitteldiluvialer Zeit kleinere Zuflüsse aus der Nachbarschaft Rinnen eingruben. Infolge der Tieferlegung des Rheinbetts im Gebiet des Rheinischen Schiefergebirges wurden auch die Sande der Rheinebene fortgeführt, einer Periode vorwiegender Aufschüttung folgte eine Zeit der Abtragung. Und im jüngsten Abschnitt der Diluvialzeit hat sich, wie es die beigegebene Karte zeigt, nochmals eine Vertiefung des Rheintals herausgebildet. Geht man etwa von Schwetzingen nach Ketsch, so ist man überrascht, das Dorf an der Kante eines etwa 8 Meter hohen Steilrandes erbaut zu


Lamperthein
Viernheimer Heide
Käfertaler Wald
Wein-heim
Kanal
Frankental
Ludwigs-hafen
MANNHEIM
Laden-burg
Neckar
Heidel-berg
Rhein
Schwetzinger Hardt
Speyer
Philippsbg.
Übersichtskarte
des Rheins zwischen Philippsburg und Lampertheim und des Neckars mit den alten Neckarbetten auf seinem Schuttkegel.
Nach A. Mangold.
Maßstab 1:250000.

134.

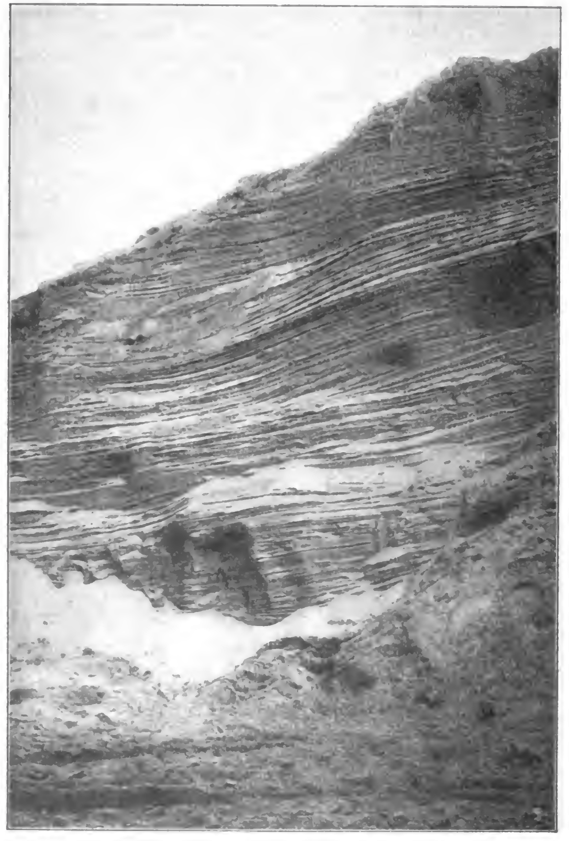
sehen, an dem in träger Strömung ein Altwasser des Rheines vorbeifließt. Man steht am **Hochufer** des Rheines, das durch seine bogenförmig ausgenagten Ränder ohne weiteres die Art seiner Entstehung verrät, und blickt auf eine mit Weiden und Laubwald bestandene niedere Insel hinüber, die durch den Rheindurchstich entstanden ist. Wie Ketsch, so liegen noch zahlreiche andere Dörfer und auch das uralte Speyer an diesem vor Überschwemmung geschützten Hochufer.

Vom **Gebirgsrand** bis zu dieser **Terrainstufe** dehnt sich das **Gebiet der eigentlichen Rheinebene**. Aber ihr Boden



135. Rheinsanddünen bei Oftersheim.

ist keineswegs überall so eben, daß er den Namen rechtfertigte. Am meisten entsprechen der Bezeichnung die Wiesenböden. Unruhiger sind schon die Geländeformen des Ackerlandes, und die mit Föhren bestandenen Waldgebiete bei Schwetzingen, Friedrichsfeld und weiter nördlich gewähren dem Wanderer den Anblick einer welligen Hügellandschaft, deren höchste Rücken sich bis zu 25 Metern über ihre Umgebung erheben. Die Wiesenflächen entsprechen denjenigen Teilen der Rheinebene, welche vom Wasser zuletzt verlassen wurden; sie pflegen jetzt noch nach der Schneeschmelze oder nach einer Regenperiode überschwemmt zu sein. Etwas höher liegen die Ackerböden, in der Umgebung von Heidel-



136. Kreuzschichtung an den Oftersheimer Dünen.

berg durch die Schwemmlößschicht besonders fruchtbar. Wo sie fehlt, breitet sich der Wald über den Sanden aus, und wo der Boden auffallend hügelig ist, haben die Stürme der Diluvialzeit den Sand zu langgestreckten Dünenreihen aufgehäuft, an denen man Gelegenheit hat, die schönste Dünenschichtung zu beobachten.

Hat auch der Rhein mit seinem gewaltigen Quell- und Zuflußgebiet, den Schweizer Alpen, den Hauptanteil an der Ausfüllung der Oberrheinischen Tiefebene im Laufe der Diluvialperiode, so dürfen wir die Beiträge der Bäche und Flüsse, die vom Schwarz-

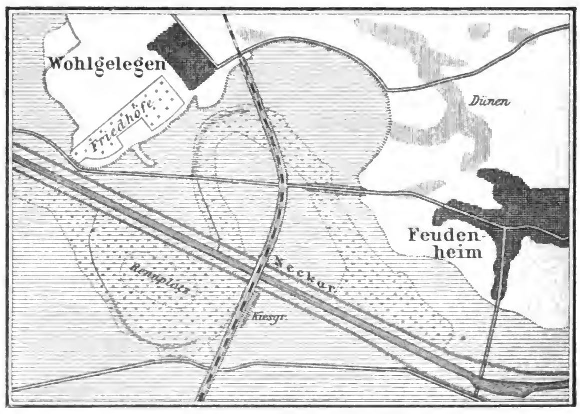


137. Jungdiluvialer, verlandeter Neckarlauf bei Kirchheim.
Im Hintergrund der Königstuhl.

wald und den Vogesen, vom Odenwald und von der Haardt ihre Geröll- und Sandmassen in das Becken trugen, nicht unterschätzen. Mußten doch schon seit der Tertiärzeit unablässig die Bäche über die Grabenränder herabstürzen und ihre Schuttmassen in das Tertiärmeer versenken, und wo wasserreiche Flüsse mündeten, mußten sich ganz gewaltige Schuttkegel in das Meer hinausbauen. Für einen tertiären Neckar haben wir keine Beweise; aber wir sehen, wie er während der Diluvialzeit seine Schotter bald weit über die Mitte der Rheinebene hinauswälzt, bald wieder vom Rhein zurückgedrängt und von seinem Lauf abgelenkt

wird, ein Vorgang, der bis in die jüngste Diluvialzeit fortgedauert hat und der an einer Reihe von interessanten Erscheinungen studiert werden kann.

Da ist zunächst der Neckarschuttkegel selbst, der sich von seinem Ausstrahlungspunkt, dem Austritt des Neckars aus dem Gebirge, nach Süden bis an den Rand der Dünenlandschaft verfolgen läßt und auf seinem Rücken zahlreiche alte verlandete Rinnen trägt, wie deren eine im Bilde dargestellt ist. Sie sind



138. Verlandete Neckarschlinge bei Mannheim.
Maßstab 1 : 40000.

besonders schön in der Nähe des Bahnhofs Eppelheim zu beobachten.[35] Dann der alte Neckarlauf, der sich längs der Bergstraße nachweisen läßt. Seine Anfänge sind nebst den alten Rinnen des Schuttkegels auf der Karte S. 200 zu erkennen, auch sein Ausweichen um den Schuttkegel der Weschnitz bei Weinheim. Er beginnt dann von Heppenheim an starke Windungen zu bilden und endigt bei Trebur unweit Großgerau im Gebiet der Rheinniederung.[36]

Gleichzeitig mit der Tieferlegung des Rheinbetts und der Ausbildung der Rheinniederung mußte sich auch der Neckar tiefer

in seinen alten Schuttkegel einnagen. Am deutlichsten läßt sich der Vorgang zwischen Heidelberg und Wieblingen verfolgen, wo die Steilufer des Neckars ganz ähnliche Höhen aufweisen wie die Rheinkante. Ein ganz vorzügliches Beispiel für das Studium der verschiedenaltrigen Geländestufen und Flußschleifen aber ist die Gegend zwischen Feudenheim und den Mannheimer Friedhöfen. Geht man zunächst von Feudenheim auf der Landstraße gegen Käfertal, so hat man langgezogene Dünen mit großen Sand-



139. Alter Neckar zwischen Mannheim und Feudenheim.

gruben zur Rechten. Biegt man dann in die Straße gegen Wohlgelegen ein, so erreicht man in wenigen Minuten den Rand einer halbkreisförmig in das Hochgestade eingenagten Bucht, die von einem alten Neckarlauf erzeugt worden ist. Geht man an ihrem Rande südwärts, bis man auf die Mannheimer Straße kommt, so kann man die jüngste, durch die Kanalisierung des Neckars[37] verursachte Verlandung einer Neckarschlinge beobachten. Die Straße kreuzt, wie die Karte zeigt, zweimal den Nordflügel der S förmig gewundenen Schleife, und der alte Flußlauf verrät sich nicht nur durch den darübergeführten Straßendamm, sondern auch durch den Gegensatz zwischen dem höher gelegenen Ackerboden und dem

tiefliegenden Wiesenland. Wie zwischen dem Hochufer und der alten Neckarschleife Ackerfeld liegt, so schieben sich innerhalb der Schleife zungenförmig die Äcker der „Neckarplatte" vor. Am alten Außenrand der Schleife aber, wo die Kante am schärfsten ausgeprägt ist und das Bett des Flusses am tiefsten war, zieht sich jetzt noch ein langgestrecktes, stehendes Wasser hin, das von Schilf und Wasserpflanzen besiedelt ist. Auch dieser letzte Rest des Flusses wird dem Schicksal der Verlandung nicht entgehen.

* * *

Es ist ein weiter Weg gewesen, den wir in Gedanken durchmessen mußten, um von unendlich fernen Zeiten der Erdgeschichte bis zu dem Punkt zu gelangen, wo die Geschichte des Menschen einsetzt und für den Geologen die Gegenwart beginnt. Wenn der Versuch, an einer Anzahl von Ausflügen die geologische Geschichte unserer Heimat zu entwickeln, so weit gelungen ist, daß er zu weiteren Studien, zu eigenem Suchen und Sammeln anregt, so hat das Büchlein seinen Zweck erfüllt. Eine Lücke mußte freilich bleiben, die nur ausgefüllt werden kann, wenn zu den Ausflügen in die Umgebung fleißiger Besuch der öffentlichen geologischen Sammlungen, wie sie in Darmstadt, Karlsruhe, Stuttgart, Tübingen und anderwärts sich befinden, hinzukommt. Die Geschichte des Lebens, die Entwicklung der Pflanzen- und Tierwelt, die bis ins Tertiär zurückreichende Vorgeschichte des Menschen konnte nicht Gegenstand der Darstellung werden. Möchte dieser Hinweis recht vielen Lesern die Anregung geben, sich auch mit diesen Fragen näher zu beschäftigen!

Literaturnachweise.

Das erste Buch, welches die geologischen Verhältnisse in der Umgebung von Heidelberg schilderte, ist die 1830 erschienene Gaea Heidelbergensis von H. G. Bronn. Nach einem halben Jahrhundert tiefgreifender Arbeit auf allen Gebieten der Geologie erschien 1881 das grundlegende und bis jetzt einzige zusammenfassende Werk über die Geologie von Heidelberg, die Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg von E. W. Benecke und E. Cohen. Im Jahre 1890 beginnen die Veröffentlichungen der Großh. bad. geologischen Landesanstalt, nachdem Hessen schon seit 1880 mit geologischen Aufnahmen vorangegangen war. Im folgenden ist von der Angabe allgemeiner geologischer Werke abgesehen, dagegen überall, wo es darauf ankam, die Darstellung quellenmäßig zu belegen, die benutzte Literatur angeführt.

1) S. 6: K. Pfaff, Heidelberg und Umgebung, Heidelberg 1902. — Th. Lorentzen, Heidelberg und Umgebung, Stuttgart 1904.

2) S. 6: K. Pfaff a. a. O. S. 58. — E. Fabricius, Die Besitznahme Badens durch die Römer. Neujahrsblätter der Bad. Historischen Kommission 1905, S. 17.

3) S. 14: R. Lepsius, Geologie von Deutschland, Teil I S. 341—362.

4) S. 30: Zu diesem Kapitel vergl. man A. Andreae u. A. Osann, Geolog. Spezialkarte des Großh. Baden, Erläuterungen zu Blatt Heidelberg.

5) S. 45: H. Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre, S. 50.

6) S. 57: R. Lepsius, Geologie von Deutschland, Teil I S. 14—16.

7) S. 64: Zu diesem Kapitel vergl. G. Klemm, Erläuterungen zur geolog. Karte des Großh. Hessen. Blatt Birkenau (Weinheim).

8) S. 69: W. Salomon u. M. Nowomejsky, Die Lagerungsform des Amphibolperidotites und Diorites von Schriesheim im Odenwald. Verhandl. des Naturhist.-Mediz. Vereins Heidelberg 1904, S. 633—652.

9) S. 77: E. W. Benecke u. E. Cohen a. a. O. S. 198.

10) S. 86: Zu diesem Kapitel vergl. A. Andreae u. A. Osann, Erläuterungen zu Blatt Heidelberg.

11) S. 89: E. W. Benecke u. E. Cohen a. a. O. S. 189—193. — K. A. v. Zittel, Geschichte der Geologie und Paläontologie S. 49—53 und S. 120. — M. Neumayr, Erdgeschichte S. 199.

12) S. 91: R. Beck, Lehre von den Erzlagerstätten S. 501—510.

13) S. 92: G. H. Bronn, Gaea S. 45. Noch früher werden die Eisenkiesel bei A. v. Löwis, Die Gegend von Heidelberg (2. Aufl. 1816) erwähnt: „In einem Thale seitwärts Stift Neuburg liegt etwas Thoneisenstein in einzelnen Stücken zerstreut. Da die Gegend überall bebaut ist, läßt sich nicht genau bestimmen, wo er hergekommen sein mag." S. 28.

14) S. 93: E. W. Benecke u. E. Cohen a. a. O. S. 290.

15) S. 93: W. Salomon, Der Zechstein von Eberbach und die Entstehung der permischen Odenwälder Manganmulme. Zeitschr. d. Deutschen geolog. Gesellschaft Bd. 55. 1903. S. 419—431.

16) S. 103: A. Andreae u. A. Osann a. a. O. S. 28.

17) S. 103: C. Chelius, Erläuterungen zur geolog. Karte des Großh. Hessen. Blatt Brensbach. S. 37—53.

18) S. 103: W. Salomon, Der Zechstein von Eberbach.

19) S. 110: A. Sauer, Geolog. Spezialkarte des Großh. Baden. Erläuterungen zu Blatt Neckargemünd.

20) S. 116: J. Walther, Das Gesetz der Wüstenbildung.

21) S. 124: M. Blanckenhorn, Neues zur Geologie und Paläontologie Ägyptens IV, Zeitschr. d. Deutschen geolog. Gesellschaft Bd. 53. 1901. S. 459: „Der Sand wird mitunter zu »Knotensandstein« zementiert. Letzterer ist ein Sandstein mit Kalkbindemittel, in dem Kalkspat infolge einer Art Kristallisationskraft Kugelkonkretionen, die traubenartig zusammenhängen, bildet. — Im Deltagebiet geht . . . noch heute die Bildung solcher traubenförmig gruppierter Kugeln im Nilsand nahe der Oberfläche bei Einsickern von Kalklösungen von oben nach unten vor sich."

22) S. 124: J. Walther, Das Gesetz der Wüstenbildung S. 129.

23) S. 125: R. Straßer, Über Scheinkristalle aus dem Buntsandstein bei Heidelberg. Verh. d. Naturh.-Med. Vereins Heidelberg 1903, S. 371—396.

24) S. 126: C. Ochsenius, Steinsalz und Kalisalze. Zeitschr. der Deutschen geolog. Gesellschaft Bd. 54. 1902. S. 608—621.

25) S. 147: Th. Lorentzen, Der Odenwald in Wort und Bild S. 212.

26) S. 151: C. Ochsenius a. a. O., J. Walther a. a. O., E. Kayser, Lehrbuch der Geologie, Teil I. S. 371. usw.

27) S. 153: Zu diesem Kapitel vergl. Geologische Spezialkarte des Großh. Baden. F. Schalch, Erläuterungen zu Blatt Mosbach und Blatt Rappenau. H. Thürach, Erläuterungen zu Blatt Sinsheim.

28) S. 174: Zu diesem Kapitel vergl. H. Thürach, Geolog. Spezialkarte des Großh. von Baden. Erläuterungen zu Blatt Wiesloch.

29) S. 183: C. Chelius, Geologischer Führer durch den Vogelsberg, seine Bäder und Mineralquellen.

30) S. 183: W. Salomon, Muschelkalk und Lias am Katzenbuckel. Zentralbl. f. Min. 1902 S. 651—656. W. Freudenberg, Geologie und Petrographie des Katzenbuckels im Odenwald. Mitteil. d. Gr. Bad. Geol. Landesanstalt V. 1906.

31) S. 186: A. Sauer, Erläuterungen zu Blatt Neckargemünd S. 50.

32) S. 187: Für weitere Studien seien die Lehrbücher von Credner und Kayser sowie M. Neumayrs Erdgeschichte empfohlen.

33) S. 194: F. v. Richthofen, China I. S. 56—125 (1877). A. Sauer, Erläuterungen zu Blatt Neckargemünd.

34) S. 198: H. Thürach, Erläuterungen zu Blatt Mannheim-Ladenburg.

35) S. 204: A. Sauer, Erl. zu Blatt Schwetzingen-Altlußheim.

36) S. 204: A. Mangold, Die alten Neckarbetten in der Rheinebene. Abhandl. der Großh. Hessischen Geol. Landesanstalt II. 1892.

37) S. 205: Der Durchstich der Neckarschlinge wurde (nach frdl. Mitteilung v. Prof. Föhner) um 1790 ausgeführt.

